



Le climat de la France au XXI^e siècle. Vol 5 : Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises

Serge Planton, Gonéri Le Cozannet, Anny Cazenave, Stéphane Costa, Olivier Douez, Pierre Gaufres, François Hissel, Déborah Idier, Vannessa Laborie, Vincent Petit, et al.

► To cite this version:

Serge Planton, Gonéri Le Cozannet, Anny Cazenave, Stéphane Costa, Olivier Douez, et al.. Le climat de la France au XXI^e siècle. Vol 5 : Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises. [Rapport de recherche] Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. 2015, 70 p. hal-01288453

HAL Id: hal-01288453

<https://hal.science/hal-01288453>

Submitted on 22 Mar 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Le climat de la France au XXI^e siècle

Volume 5

S'ADAPTER
À travers 84 actions,
le plan national d'adaptation
au **changement
climatique** permet à la
France d'anticiper les
futurs du climat

Mars 2015

Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises

*Serge Planton, Météo-France/CNRM,
Gonéri Le Cozannet, BRGM,
Anny Cazenave, CNES,
Stéphane Costa, Université de Caen - Basse-Normandie,
Olivier Douez, BRGM,
Pierre Gaufrès, CEREMA,
François Hissel, ONEMA,
Déborah Idier, BRGM,
Vanessya Laborie, CEREMA,
Vincent Petit, BRGM,
Philippe Sergent, CEREMA.*

Sous la direction de Jean Jouzel, CEA - LSCE/IPSL

Le climat de la France au XXI^e siècle

Volume 5

Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises

27 février 2015

Serge Planton, Météo-France/CNRM

Gonéri Le Cozannet, BRGM

Anny Cazenave, CNES

Stéphane Costa, Université de Caen Basse Normandie

Olivier Douez, BRGM

Pierre Gaufrès, CEREMA

François Hissel, ONEMA

Déborah Idier, BRGM

Vanessya Laborie, CEREMA

Vincent Petit, BRGM

Philippe Sergent CEREMA

Mission confiée à Jean Jouzel, CEA – LSCE/IPSL

Personnes ayant contribué à la relecture :

Eric Brun, MEDDE, ONERC
Bruno Castelle, CNRS, EPOC
Sylvie Charbit, IPSL - LSCE
Manuel Garcin, BRGM
Catherine Jeandel, CNRS, LEGOS
Sylvestre Le Roy, BRGM
Valérie Masson-Delmotte, IPSL - LSCE
Pascal Maugis, IPSL - LSCE
Benoît Meyssignac, CNES, LEGOS
Sylvain Mondon, MEDDE, ONERC
Rodrigo Pedreros, BRGM
Catherine Ritz, UGA/CNRS, LGGE
David Salas y Melia, Météo-France
Guy Wöppelmann, Université de La Rochelle

Table des matières

I.	Introduction	7
II.	Observations du niveau de la mer	10
II.1.	Variations passées du niveau de la mer.....	10
II.2.	Observations du niveau moyen de la mer.....	11
II.2.1.	<i>Données marégraphiques</i>	<i>11</i>
II.2.2.	<i>Données altimétriques.....</i>	<i>12</i>
II.3.	Évolution récente du niveau moyen des océans.....	14
II.3.1.	<i>À l'échelle planétaire</i>	<i>14</i>
II.3.2.	<i>En France métropolitaine et dans les DOM-COM.....</i>	<i>17</i>
III.	Projections du niveau de la mer.....	22
III.1.	À l'échelle planétaire	22
III.1.1.	<i>Les projections du niveau moyen global au XXI^e siècle</i>	<i>22</i>
III.1.2.	<i>La montée ne sera pas répartie également.....</i>	<i>26</i>
III.1.3.	<i>La mer va continuer de monter pendant des siècles</i>	<i>27</i>
III.2.	À l'échelle des côtes françaises	27
IV.	Impacts liés au changement du niveau de la mer	30
IV.1.	Impacts sur la submersion marine	30
IV.1.1.	<i>Phénomènes en jeu.....</i>	<i>30</i>
IV.1.2.	<i>Enseignements des observations</i>	<i>33</i>
IV.1.3.	<i>Impacts potentiels du changement climatique.....</i>	<i>34</i>
IV.1.4.	<i>Synthèse sur les submersions marines.....</i>	<i>40</i>
IV.2.	Impacts sur l'érosion côtière	41
IV.2.1.	<i>Phénomènes en jeu.....</i>	<i>41</i>
IV.2.2.	<i>Enseignements des observations</i>	<i>43</i>
IV.2.3.	<i>Impacts potentiels du changement climatique.....</i>	<i>44</i>
IV.2.4.	<i>Synthèse sur l'érosion côtière.....</i>	<i>45</i>
IV.3.	Impacts sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers	47
IV.3.1.	<i>Phénomènes en jeu.....</i>	<i>48</i>
IV.3.2.	<i>Enseignements des observations</i>	<i>50</i>
IV.3.3.	<i>Impacts potentiels du changement climatique.....</i>	<i>51</i>
IV.3.4.	<i>Synthèse sur les intrusions salines</i>	<i>53</i>
IV.4.	Impacts sur les infrastructures côtières et portuaires	55
IV.4.1.	<i>Phénomènes en jeu.....</i>	<i>56</i>
IV.4.2.	<i>Enseignements des observations</i>	<i>57</i>
IV.4.3.	<i>Impacts potentiels du changement climatique.....</i>	<i>58</i>
IV.4.4.	<i>Synthèse sur les infrastructures côtières et portuaires.....</i>	<i>59</i>
V.	Bibliographie.....	61

Résumé

Ce rapport traite du lien entre le changement climatique et le niveau de la mer. Il a été rédigé en complément au volume 4 du rapport de la mission Jouzel « Scénarios régionalisés. Le climat de la France au XXI^e siècle » publié en août 2014. Il met à jour le volume 3 de ce rapport déjà consacré à la question du niveau de la mer et publié en février 2012. Il vise à faire un point des connaissances sur l'évolution passée et future du niveau de la mer de l'échelle planétaire à celle des côtes françaises, et sur les principaux impacts physiques de la montée du niveau marin (submersion marine, érosion côtière, intrusions salines dans les aquifères côtiers et des impacts sur les infrastructures côtières et portuaires). En revanche, il ne traite pas la question des impacts socio-économiques ni celle de la gestion des risques associés. Il s'appuie sur l'expertise du GIEC et sur les résultats de travaux menés au sein de la communauté scientifique française.

Observations du niveau de la mer

Concernant les variations passées du niveau de la mer, après une phase d'augmentation depuis le minimum du dernier âge glaciaire il y a environ 21 000 ans, le taux d'élévation s'est sensiblement stabilisé à environ 0,5mm/an au cours des 2-3 derniers millénaires jusqu'à la période la plus récente. Au XX^e siècle ce rythme s'est accéléré pour atteindre $1,7 \pm 0,2$ mm/an sur 1901-2011 et $3,2 \pm 0,4$ mm/an sur 1993-2014. Pour quelques stations marégraphiques de la côte atlantique et de la côte méditerranéenne françaises, le taux d'élévation montre aussi une accélération au cours du dernier siècle, et des taux d'élévation relativement proches de ceux de la moyenne mondiale. Les données des satellites altimétriques permettent de suivre l'évolution du niveau de la mer depuis le début des années 90 en couvrant l'ensemble des océans. Ces observations révèlent l'importante variabilité spatiale de l'évolution du niveau de la mer. Le rythme d'élévation le long des côtes de la métropole est seulement légèrement inférieur à la moyenne globale sur la période 1993-2013.

Projections du niveau de la mer

Les projections synthétisées dans le dernier rapport du GIEC prennent en compte l'augmentation attendue du niveau de la mer en réponse au réchauffement des océans, à la fonte des glaciers et celle des calottes polaires. Les incertitudes sur ces projections proviennent pour partie des scénarios d'émission de gaz à effet de serre et pour partie des incertitudes de la modélisation du niveau de la mer. Selon ces projections, entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100 l'élévation probable du niveau moyen mondial de la mer serait comprise entre 26 et 55 cm pour le scénario RCP2.6 et comprise entre 45 et 82 cm pour le scénario RCP8.5.

Il faut cependant noter que la contribution de l'augmentation de l'écoulement des calottes du Groenland et de l'Antarctique reste très incertaine. Une augmentation plus importante que ces fourchettes « probables » ne peut pas être exclue mais les estimations les plus fortes restent très controversées.

Au-delà du XXI^e siècle, l'effet de dilatation thermique de l'océan sur la hausse du niveau de la mer se poursuivra ainsi que l'augmentation liée à la fonte des calottes polaires.

Comme le montrent les observations, la montée du niveau de la mer présentera d'importantes disparités régionales. La distribution régionale du changement du niveau de la mer est difficile à estimer car elle dépend de l'évolution locale de plusieurs paramètres :

de la température de l'océan, de la salinité, des courants marins, de la pression de surface, de l'apport d'eaux continentales ou encore de changements du niveau du fond de l'océan et de mouvements du sol. Les projections disponibles à l'échelle mondiale, ne prenant en compte qu'une partie de ces processus, montrent une forte dispersion des résultats des modèles. Cela traduit une forte incertitude sur l'amplitude de l'augmentation du niveau de la mer dans une région donnée. Une étude de l'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises (métropole et DOM-COM) intégrant l'ensemble des processus, y compris ceux qui influencent la morphologie des côtes, reste à réaliser.

Faute de scénarios précis d'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises, il est cependant possible de conduire des études de vulnérabilité à une augmentation donnée de ce niveau, et donc d'en évaluer les impacts potentiels.

Impacts sur la submersion marine

Au cours des dernières décennies et en moyenne globale, les niveaux marins extrêmes ont suivi la même tendance à la hausse que l'élévation du niveau de la mer. Ainsi, l'aggravation des submersions marines est la conséquence la plus immédiate de l'élévation du niveau de la mer. Localement, d'autres facteurs peuvent exacerber ou modérer ces tendances (ex : modifications de facteurs hydro-météorologiques tels que les vagues).

Pour l'avenir, la remontée du niveau marin sera vraisemblablement la cause principale d'aggravation de l'aléa de submersion. Or, l'attractivité actuelle des zones littorales conduit à une exposition accrue des personnes, habitations, infrastructures et entreprises aux risques de submersion temporaire. La combinaison de ces deux phénomènes est préoccupante dans les zones basses, avec un risque de submersion accru et/ou des coûts d'entretien des défenses côtières plus importants.

Les incertitudes importantes associées à la question de l'impact du changement climatique sur l'aléa submersion, mais aussi l'actualité de la question de notre inadaptation face à cet aléa, ouvrent la perspective d'actions de relocalisation des biens, des personnes et des activités : de telles actions, en réduisant l'exposition et la vulnérabilité actuelles aux aléas côtiers, ont un bénéfice immédiat et constituent un premier pas vers une adaptation au changement climatique.

Impacts sur l'érosion côtière

Une part significative des côtes – notamment des plages sableuses - est actuellement en recul en France et dans le monde. Pourtant, très peu d'études ont pu quantifier précisément la part de l'élévation du niveau de la mer sur l'évolution du trait de côte actuellement observé. Au contraire, d'autres processus tels que les effets couplés des vagues et des courants ont actuellement des influences beaucoup plus importantes sur l'évolution du trait de côte, masquant ainsi les effets de l'élévation du niveau de la mer actuelle.

Les impacts futurs de l'élévation du niveau marin sur le recul du trait de côte sont potentiellement très importants, même si la quantification exacte de ces derniers est aujourd'hui difficile.

Quel que soit le scénario d'émissions anticipé, deux mesures d'adaptation peuvent d'ores et déjà offrir des bénéfices immédiats: la première consiste à éviter l'aggravation de l'exposition aux risques côtiers, en considérant l'élévation du niveau de la mer dans la gestion des risques, y compris pour des infrastructures sensibles à longue durée de vie. La seconde vise à préserver de l'espace pour les processus de transports sédimentaires littoraux, afin de permettre aux systèmes côtiers de s'ajuster naturellement à de nouvelles conditions environnementales.

Impacts sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers

L'augmentation du niveau marin sous l'effet du changement climatique pourrait engendrer une accentuation de l'extension des intrusions salines dans les aquifères côtiers. Toutefois, l'impact du changement climatique avec les modifications de la recharge des aquifères liées à l'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration, et l'impact anthropique des prélèvements dans les aquifères côtiers, pourraient avoir des conséquences plus importantes que la seule remontée du niveau marin.

Par ailleurs, il y a de nombreuses incertitudes quant à l'impact d'une augmentation du niveau marin sur l'intrusion saline au sein des aquifères côtiers du fait de la complexité des processus mis en jeu et de la spécificité locale de ces derniers. À l'heure actuelle, il n'existe pas d'éléments permettant de caractériser les effets de remontée océanique sur l'évolution de la salinité de ces nappes littorales. Enfin, il existe peu de réseaux de suivi qui pourraient mettre en évidence ce phénomène sur le littoral français.

Une caractérisation de la vulnérabilité à l'échelle des aquifères côtiers métropolitains et des DOM-COM selon une approche simplifiée de cartographie a permis de mettre en évidence les aquifères potentiellement les plus sensibles et d'émettre des recommandations en termes de suivi et de gestion grâce à des études détaillées ciblées.

Impacts sur les infrastructures côtières et portuaires

La conception des ouvrages côtiers et portuaires bénéficie d'une longue histoire d'adaptation aux conditions hydrauliques. Comme dans beaucoup de domaines de génie civil en France, les méthodes de dimensionnement sont déterministes : elles prennent en compte un niveau d'eau extrême et une houle de projet au droit des ouvrages. Le changement climatique est intégré, au moins partiellement, en augmentant les actions hydrauliques par anticipation et en considérant les scénarios d'élévation du niveau de la mer de l'ONERC (2010). Le fonctionnement et la sûreté de l'ouvrage sont ensuite vérifiés sous ce scénario et un coefficient global de sécurité est appliqué pour chaque mode de rupture.

Avec l'émergence d'une nouvelle philosophie de dimensionnement (stochastique) et compte tenu des fortes incertitudes sur les conditions du climat futur, ces pratiques évoluent vers deux perspectives : (i) l'emploi de méthodes probabilistes où les distributions statistiques des houles et des niveaux sont intégrées comme des variables corrélées ; (ii) concernant les ouvrages, la réalisation de structures adaptatives qui anticipent, soit sur de futurs renforcements, soit sur des baisses de niveau de service qui nécessiteront alors la réduction de la vulnérabilité des zones protégées.

I. Introduction

À l'échelle d'une vie humaine, le niveau moyen des océans et la répartition océan/continent paraissent figés dans le temps, immuables. Toutefois, les observations géologiques témoignent de larges variations du niveau moyen des mers lors des grands changements climatiques passés, reflétant le volume des glaces continentales. Ainsi, le niveau des mers était-il plusieurs mètres au-dessus de son niveau actuel lors de périodes chaudes passées, comme la dernière période interglaciaire (il y a environ 125 000 ans) (Kopp et al, 2009), ou les périodes chaudes du Pliocène (il y a environ 3,3 millions d'années) (Church et al, 2013b), témoignant de la vulnérabilité des calottes de glace actuelles (Groenland et Antarctique) à des variations de quelques degrés de la température moyenne à la surface de la Terre. Inversement, le niveau des mers a diminué lors des glaciations, culminant environ 130 mètres en dessous du niveau actuel lors du dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 à 25 000 ans (Lambeck et al., 2014), du fait de la formation de calottes de glace en Amérique du Nord et en Eurasie. Au cours de la déglaciation, le niveau de la mer est remonté rapidement jusqu'à 8000 ans avant la période actuelle, puis plus graduellement pendant les millénaires suivants, et s'est stabilisé voici environ 3000 ans. Au cours des deux millénaires précédant le XIX^e siècle, le niveau des mers était stable, avec des variations de moins de 6 centimètres par siècle (Kemp et al., 2011).

Toutefois, les données accumulées depuis le début du XX^e siècle ont mis au jour une tendance significative : le niveau de la mer a augmenté rapidement au cours du dernier siècle, à un rythme jusqu'à 5 fois supérieur à celui des derniers millénaires (de 1,5 à 3 millimètres par an). Un large consensus existe parmi la communauté scientifique pour attribuer ce phénomène au réchauffement du climat moyen observé sur la même période. La montée des températures dans les basses couches de l'atmosphère entraîne une augmentation du niveau marin par le biais de plusieurs facteurs. D'une part, les océans se dilatent (phénomène « d'expansion thermique »), des océans plus chauds occupant un volume plus important. D'autre part, la fonte et/ou l'écoulement des glaciers de montagne et des calottes du Groenland et de l'Antarctique, génèrent un apport d'eau douce plus important à l'océan. Enfin, la hausse des températures s'accompagne de changements du cycle hydrologique qui ont une influence sur le stockage d'eau sur des continents, qui dépend aussi des activités humaines via les systèmes de retenues.

L'élévation du niveau de la mer qui découle du changement climatique à venir représente un risque de submersion pour les régions littorales basses. Cette question revêt une importance sociétale particulière puisqu'en l'absence d'adaptation, entre 0,2 et 4,6 % de la population mondiale pourrait subir une inondation marine chaque année si le niveau de la mer s'élève de 25 à 123 cm en 2100 (Hinkel et al., 2014). De faibles variations du niveau marin pourraient ainsi avoir des conséquences socio-économiques majeures sur les populations et les activités humaines.

Dans ce contexte, l'étude des variations du niveau des océans, ainsi que de leur évolution possible, suscite un intérêt considérable dans la communauté des climatologues et parmi les décideurs politiques. Dans le cadre des rapports successifs du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), la mise en commun des connaissances mondiales sur le niveau des océans a permis de chiffrer de plus en plus précisément l'évolution récente du niveau marin, ainsi que la contribution des différents facteurs climatiques dans ces variations. Les travaux de modélisation du climat futur permettent également de proposer des scénarios d'évolution pour le siècle à venir, et

même au-delà, du fait de la forte inertie des océans. Néanmoins, de nombreuses incertitudes demeurent du fait de processus encore incorrectement ou non pris en compte dans ces projections (en particulier concernant la dynamique des glaciers continentaux ou la fonte des calottes polaires).

La prise de conscience des problèmes liés au changement climatique pose maintenant la question de l'adaptation de notre société à ces changements. En parallèle de politiques volontaristes de réduction des émissions de gaz à effet de serre, il est nécessaire d'anticiper les modifications à venir de notre environnement. De fait, des transitions sociétales sont nécessaires pour rendre nos sociétés moins vulnérables aux changements climatiques et environnementaux. Pour ce qui concerne l'élévation du niveau de la mer, les plans de prévention des risques français prévoient des mesures permettant de limiter l'exposition aux risques côtiers, notamment en anticipant une élévation du niveau marin future de 60 centimètres. De telles mesures constituent un premier pas pour effectuer une transition, la plus douce possible, vers une société plus adaptée à un climat qui évolue.

Mener à bien des politiques d'adaptation efficaces nécessite toutefois d'étudier l'évolution du climat à une échelle spatiale plus fine que celle des modèles du GIEC : l'échelle régionale. En ce qui concerne le niveau de la mer, la question des variations régionales est importante pour estimer la modification des littoraux à plus ou moins long terme, mais reste une question scientifique épineuse. En effet, la distribution régionale de la montée des eaux est difficile à prévoir, car elle dépend de l'évolution de nombreux paramètres: température de l'océan, salinité, courants marins, pression de surface, apports d'eaux continentales, mais aussi des déformations de la surface du sol et du champ de gravité (IPCC, 2013). La littérature sur ces sujets est à l'heure actuelle peu fournie, car prévoir l'évolution du niveau de la mer à l'échelle des zones côtières nécessite l'utilisation de modèles à haute résolution difficiles à mettre en œuvre, ainsi que la prise en compte de nombreux processus encore mal compris. À l'échelle de la France, il est en particulier difficile de proposer des projections précises d'élévation du niveau des eaux sur les côtes atlantique et méditerranéenne.

Par ailleurs, quand bien même l'élévation du niveau marin serait connue de manière précise, les incertitudes quant aux conséquences en termes de submersions, érosion marine et intrusions salines dans les aquifères demeureraient importantes en raison de la complexité des processus morphodynamiques et géologiques en jeu. À titre d'exemple, les méthodes existant actuellement pour évaluer l'érosion potentiellement induite par une élévation du niveau marin sont jugées insuffisantes par de nombreux experts en morphodynamique côtière.

Cependant, des travaux préliminaires existent et de nombreux groupes de recherche travaillent activement pour faire le point sur les variations observées et proposer au plus vite des scénarios réalistes d'élévation du niveau des océans, à des échelles permettant la mise en œuvre de politiques d'adaptation. D'autres équipes ont pour objectif de mieux observer et évaluer la vulnérabilité des zones côtières face à l'élévation du niveau marin et aux autres pressions, notamment hydrodynamiques et anthropiques, qui s'y exercent. Ce rapport est une mise à jour du rapport rédigé en 2012 à la demande de la Direction Générale de l'Énergie et du Climat (DGEC) du Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie (MEDDE) (Planton et al., 2012). Il vise à faire le point sur l'état de l'art concernant ces questions, en se focalisant pour partie sur la France métropolitaine et l'Outre-Mer. Il ne couvre toutefois pas la question des impacts socio-économiques de la montée du niveau marin, ni celle de la gestion des risques. Il s'appuie

sur l'expertise du GIEC, celle de spécialistes français travaillant sur ces sujets et sur diverses contributions. L'organisation de ce rapport est la suivante :

- Le premier chapitre fait le point sur les connaissances actuelles en ce qui concerne les variations passées et récentes du niveau de la mer, en distinguant l'échelle globale de l'échelle du territoire français. Il s'appuie sur les travaux les plus récents en la matière et sur le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2013). Il donne également des éléments sur les moyens d'observation dont nous disposons.
- Le second chapitre présente des projections du niveau de la mer pour le XXI^e siècle, en se basant sur les travaux du GIEC et la littérature scientifique récente. Ici aussi, la distinction est faite entre l'échelle globale et celle de la France.
- Finalement, le troisième et dernier chapitre se focalise sur les impacts de la montée du niveau marin. Il traite des problèmes suivants : la submersion marine, l'érosion côtière, les intrusions salines dans les aquifères côtiers et des impacts sur les infrastructures côtières et portuaires.

II. Observations du niveau de la mer

II.1. Variations passées du niveau de la mer

Sur des échelles de temps géologiques, de l'ordre de plusieurs centaines de millions d'années, les variations du niveau marin sont contrôlées par les variations de la forme des bassins océaniques, dues principalement à l'activité tectonique de la planète : subduction de plaques océaniques, collision des continents, ouverture de nouveaux océans et formation des dorsales océaniques. Les marges continentales enregistrent les modifications des lignes de rivage, et donc du niveau marin.

Au cours du dernier million d'années et sur des échelles de temps comprises entre quelques milliers et plusieurs centaines de milliers d'années, les variations d'élévation du niveau de la mer suivent les cycles astronomiques d'environ 100 000 ans responsables de l'alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires. En effet, le niveau moyen des océans dépendant directement de l'équilibre entre la quantité d'eau présente sous forme de glace continentale (glaciers et calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique) et la quantité d'eau dans les bassins océaniques, il est fortement lié à la température atmosphérique terrestre moyenne. La Figure II.1 illustre cette dépendance sur les derniers 800 000 ans (ce qui englobe 8 cycles astronomiques), mais en excluant les derniers siècles (la concentration en CO_2 vient d'atteindre 400 ppm).

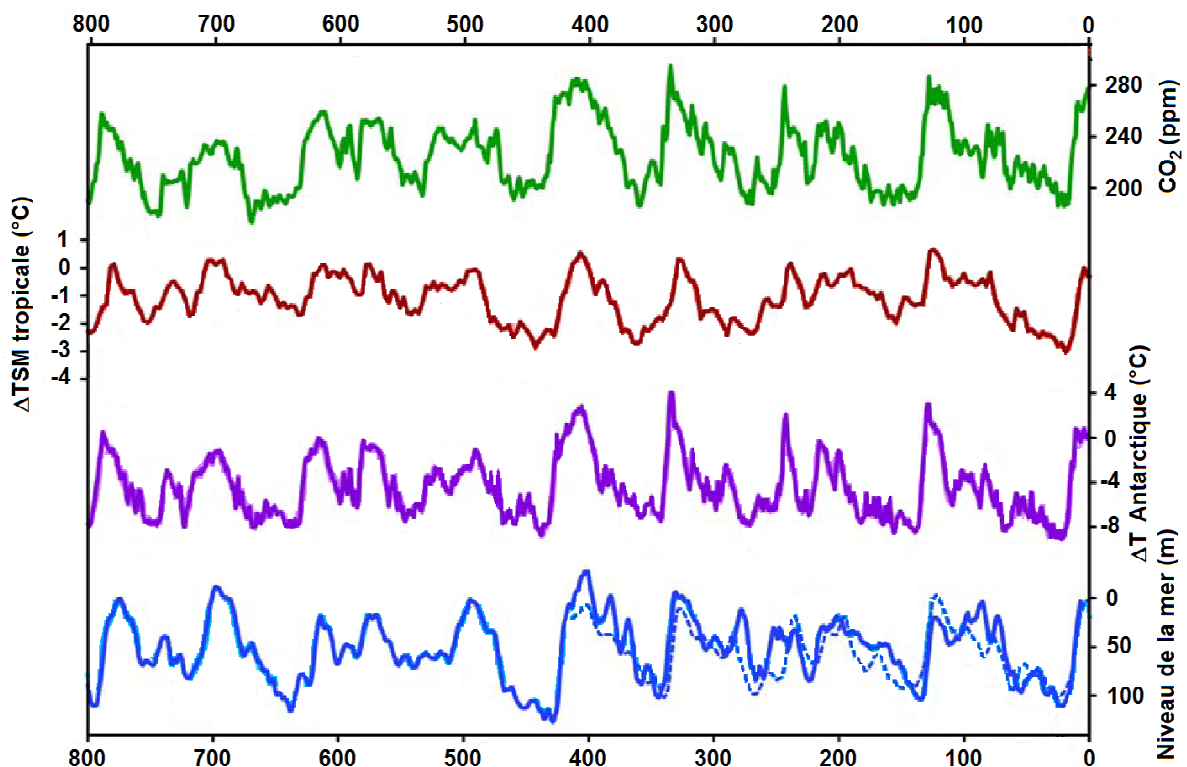


Figure II.1. Reconstructions sur les derniers 800 000 ans de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère (en vert), de la température de la surface de la mer tropicale (en rouge), de la température au dôme Concordia sur l'Antarctique (en violet) et des évolutions passées du niveau moyen global de la mer (en bleu clair). Le signe Δ représente une différence par rapport à la valeur actuelle. D'après Masson-Delmotte et al. (2013).

Les périodes glaciaires sont caractérisées par un niveau moyen des océans bas, allant jusqu'à 130 m en dessous du niveau actuel lors du dernier maximum glaciaire intervenu il y a environ 21 000 ans (Lambeck et al., 2014). À l'inverse, les périodes interglaciaires sont marquées par des niveaux marins élevés. Ainsi, lors du précédent épisode interglaciaire (Eémien, entre 116 000 et 129 000 ans avant la période actuelle), on estime que le niveau marin a dépassé le niveau actuel de 5 à 10 m, avec une estimation la plus probable à 6 m (Masson-Delmotte et al., 2013). Au cours de cette dernière période, les données paléoclimatiques indiquent une variabilité significative du niveau des mers, dont l'ampleur fait débat; elle a pu dépasser 2 mètres par 1000 ans. A partir de son niveau au dernier maximum glaciaire, et jusqu'au début de l'Holocène, période interglaciaire actuelle ayant débuté il y a 11 700 ans, le niveau de la mer s'est élevé à un taux moyen d'environ un mètre par siècle. Ce taux a toutefois été irrégulier avec en particulier une période d'augmentation beaucoup plus rapide il y a environ 14 500 ans qui s'est traduite par 12 à 22 m d'augmentation en 340 ans à Tahiti d'après Deschamps et al. (2012). Selon ces auteurs, cette élévation rapide inclurait des contributions de la calotte de l'Antarctique mais aussi de calottes polaires aujourd'hui disparues (laurentide et fennoscandienne). L'élévation du niveau marin s'est ensuite ralentie il y a 6000 ans. **Durant les 2-3 derniers millénaires, le taux d'élévation s'est stabilisé à environ 0,5 mm/an** (avec des variations inférieures à 6 cm par siècle), jusqu'à une accélération récente, depuis la fin du XIX^e siècle, clairement détectée dans les observations instrumentales les plus anciennes des marégraphes (Wöppelmann et al., 2008).

Hormis pour les variations observées depuis l'ère industrielle, toutes ces évolutions passées ont pu être reconstruites à partir de données paléoclimatiques et géologiques. La composition isotopique (rapport O^{18}/O^{16} dans les foraminifères et les coraux) permet par exemple d'estimer les volumes des calottes glaciaires et la température des océans pour en déduire le niveau de la mer (Bard et al., 1990 ; Waelbroeck et al, 2002). Aux échelles de temps de quelques siècles à quelques milliers d'années, on utilise aussi des biomarqueurs d'anciennes lignes de rivage ou niveaux d'eau, ainsi que des données archéologiques (Lambeck et al., 2010).

II.2. Observations du niveau moyen de la mer

Pour le XX^e siècle et la dernière décennie, deux principaux moyens d'observation du niveau de la mer existent : **les marégraphes et les altimètres spatiaux**.

Les marégraphes fournissent une mesure relative du niveau de la mer par rapport à la croûte terrestre sur laquelle ils reposent, car ils enregistrent aussi les mouvements verticaux de celle-ci. Si on cherche à connaître uniquement la composante climatique du niveau de la mer, il faut donc corriger la mesure marégraphique des mouvements du sol. Si, au contraire, on s'intéresse à la hausse totale locale, celle ressentie par les populations, alors c'est bien la mesure relative qu'il faut considérer.

L'altimétrie satellitaire fournit quant à elle une mesure absolue référencée au centre des masses de la Terre, (ou, de manière équivalente, à un ellipsoïde de référence défini mathématiquement en ce centre des masses). L'altimétrie fournit donc essentiellement la composante climatique du niveau de la mer.

II.2.1. Données marégraphiques

Les premières mesures du niveau de la mer datent du XVIII^e siècle et furent

réalisées à partir d'échelles de marée, simples règles graduées fixées sur les quais. Peu précises, elles se limitaient à l'observation des phases de pleines et basses eaux (Wöppelmann et al., 2006). Une mesure plus précise du niveau marin est permise depuis l'ère post-industrielle grâce aux marégraphes, appareils permettant l'enregistrement automatique des variations de l'altitude de la surface océanique par rapport à une référence locale. Les premiers marégraphes à flotteur du XIX^e siècle, dont les mouvements horizontaux étaient retranscrits sur papier pour obtenir une courbe d'évolution du niveau de l'eau en fonction du temps, ont fait place à des systèmes plus perfectionnés comme les marégraphes à ultrasons ou les marégraphes à pression. Toutefois, leur principe est le même : mesurer le **niveau instantané** de la mer au cours du temps en un lieu particulier, et enregistrer les données (et les communiquer à distance pour les appareils les plus récents).

La mesure du **niveau moyen** des océans nécessite de filtrer les données pour se débarrasser des variations liées aux vagues et houles, aux marées, ou à des situations météorologiques particulières. Les données de niveau de la mer sont donc moyennées sur des périodes allant du mois à l'année.

Les données marégraphiques historiques ont plusieurs limites. D'une part, elles ont une **distribution spatiale hétérogène** : elles se situent principalement dans l'hémisphère Nord le long des côtes européennes et américaines (il existe quelques longs enregistrements marégraphiques dans l'hémisphère Sud mais en nombre limité), et ne donnent donc aucune information sur le niveau marin en plein océan. D'autre part, la densité du réseau marégraphique a fortement varié dans le temps, le réseau actuel étant beaucoup plus dense qu'au début du XX^e siècle. Les marégraphes n'ont pas toujours fonctionné en continu et l'on retrouve ainsi des « trous » dans les séries de données pour nombre d'entre eux. Ainsi, **seulement 10 % des données marégraphiques sont utilisables pour l'étude du changement climatique**. On considère en effet qu'une cinquantaine d'années quasiment continues est nécessaire pour pouvoir commencer à analyser les tendances dans les séries (Douglas, 2001). Une autre difficulté importante vient du fait que les marégraphes mesurent le niveau de la mer relativement au niveau du continent. Les **mouvements verticaux de la croûte terrestre**, liés à la tectonique des plaques et au volcanisme, aux mouvements isostatiques comme le rebond post-glaciaire¹, ou encore aux activités humaines (pompage des eaux profondes, extraction des ressources fossiles), créent des signaux parasites à retirer si l'on ne s'intéresse qu'à la composante climatique du niveau de la mer.

II.2.2. Données altimétriques

Les données des marégraphes sont complétées depuis le début des années 90, par les observations des satellites altimétriques: Topex/Poseidon (lancé en 1992), Jason-1 (2001), Envisat (2002), Jason-2 (2008) et AltiKa (2013). Ces données permettent d'obtenir une cartographie quasi-mondiale de la hauteur de la surface des océans avec une très grande précision et, par la même occasion, d'estimer la distribution régionale de la vitesse d'élévation du niveau de la mer. **Au fil des différentes missions altimétriques, la précision de la détermination du niveau instantané de la surface de la mer est passée de quelques décimètres à 1-2 centimètres aujourd'hui.**

Le principe de la mesure altimétrique est le suivant : le radar altimètre émet des

¹ Le rebond post-glaciaire (également appelé ajustement isostatique ou glacio-isostasie) se définit comme le soulèvement de masses terrestres consécutif à la fonte des calottes glaciaires et lié au phénomène d'isostasie.

impulsions radioélectriques et mesure leur temps de propagation aller/retour. Il en déduit la distance exacte entre l'antenne du satellite et la surface de la mer située sur sa verticale, dite « distance altimétrique ». Connaissant avec précision l'orbite du satellite (déterminée grâce à des systèmes de localisation perfectionnés de type DORIS² et GPS, conjointement avec des modèles des forces agissant sur le satellite), on peut en déduire l'altitude du satellite relativement à une surface fixe dans le temps (classiquement un ellipsoïde de référence). Il suffit ensuite de faire la différence de ces deux grandeurs pour obtenir le niveau instantané de l'océan par rapport à l'ellipsoïde de référence (Figure II.2) :

$$\text{Niveau de la mer} = \text{Altitude satellite} - \text{distance altimétrique}$$

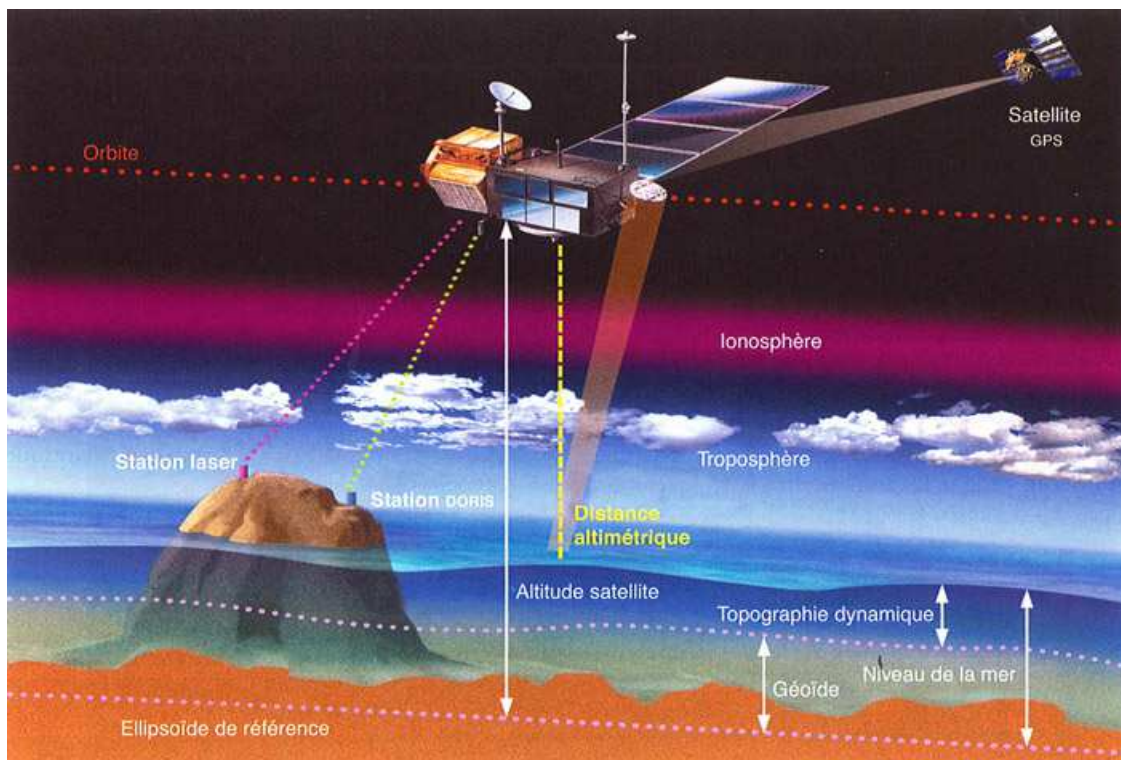


Figure II.2. Principe de l'altimétrie spatiale. Source : AVISO.

Cette mesure du niveau de la mer dans un repère géocentrique est appelée 'absolue', par opposition aux mesures marégraphiques dites 'relatives' car repérées par rapport à la croûte terrestre, donc enregistrant les mouvements verticaux de celle-ci.

La mesure de hauteur de mer obtenue par altimétrie doit subir un certain nombre de corrections, par exemple pour éliminer les dérives instrumentales, les biais entre missions altimétriques successives et les retards de propagation du signal radar dans l'atmosphère. D'autres corrections dites 'géophysiques' sont aussi appliquées, telles les marées terrestres et océaniques, la perturbation par l'atmosphère, les biais d'état de mer, etc. Les satellites Topex/Poseidon et Jason réalisent une couverture complète des océans en 10 jours (appelé cycle orbital). Envisat et AltiKa ont un cycle orbital de 35 jours seulement mais leur distance inter-traces est plus petite, ce qui permet un maillage plus fin du domaine océanique. La moyenne géographique de toutes les mesures individuelles de hauteur de mer réalisées pendant un cycle orbital fournit une valeur du niveau 'moyen' de la mer. D'un cycle à l'autre, ce niveau moyen évolue, ce qui permet de construire une courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer en fonction du temps.

² Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite

II.3. Évolution récente du niveau moyen des océans

Les systèmes d'observations décrits en section II.2 ont permis d'identifier une accélération de la montée du niveau de la mer depuis la fin du XIX^e siècle. Ce chapitre fait le point sur les chiffres avancés dans la littérature scientifique, en distinguant les variations globales du niveau moyen des océans des variations régionales, notamment en France métropolitaine et en Outre-Mer.

II.3.1. À l'échelle planétaire

De nombreuses études ont utilisé les données des marégraphes pour reconstituer l'évolution du niveau moyen global des océans depuis la fin du XIX^e siècle. Une sélection a été réalisée pour ne garder que les données issues des marégraphes situés dans des régions continentales stables du point de vue géologique et présentant des mesures continues sur plusieurs décennies (Douglas, 2001 ; Holgate et Woodworth, 2004 ; Holgate, 2007). Cette étape préalable indispensable ne laisse que peu de séries marégraphiques à la disposition des scientifiques, pour des couvertures spatiales limitées. D'autres études ont pris le parti de considérer un nombre plus important de marégraphes en les regroupant régionalement et en utilisant des méthodes de reconstruction (Jevrejeva et al., 2006 ; Church et al., 2004 ; Church et White, 2011, Wenzel et Shroeter, 2014).

La figure II.3 montre l'évolution du niveau de la mer en cm en moyenne globale, pour deux périodes : 1900-2010 (basée sur la reconstruction de Church et White, 2011) –à gauche- et 1993-2012 (à partir de l'altimétrie spatiale) - à droite-.

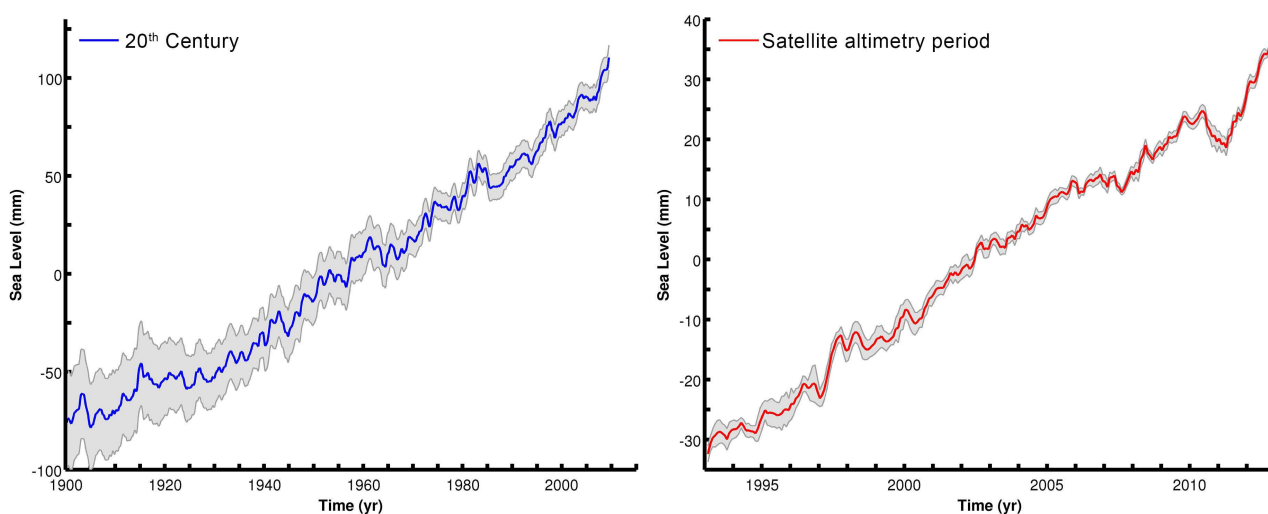


Figure II.3. Évolution du niveau moyen global de la mer, estimée à partir de la reconstruction de Church et White (2011) sur le XX^e siècle (à gauche) et à partir de l'altimétrie spatiale sur la période 1993-2012 (à droite ; moyenne des séries temporelles de 4 centres de traitement de données altimétriques, dont AVISO en France). Le grisé représente l'incertitude associée à chacune des courbes. Les cycles annuels et semi-annuels ont été enlevés. À noter, la différence d'échelle verticale entre les deux courbes. D'après Cazenave et Le Cozannet (2014).

Selon Church et White (2011), l'analyse des données marégraphiques sur la période 1901-2010 indique un **taux moyen d'élévation du niveau de la mer de $1,7 \pm 0,2$ mm/an**. Cette valeur est confirmée par d'autres analyses (Wöppelmann et al., 2009, Wenzel et Schroeter, 2014).

Sur la période altimétrique (1993-2014), le niveau marin s'est élevé en moyenne globale de **3,2 ± 0,4 mm/an** (Nerem et al., 2010, Cazenave et al., 2014). Cette valeur, double de celle des dernières décennies, suggère une accélération récente de la hausse de la mer. Cependant, il faut souligner que cette accélération reste délicate à estimer compte tenu de la variabilité multidéennale du niveau de la mer (Chambers et al., 2012 ; Ezer, 2013).

Aux échelles de temps interannuelle à multidéennale, l'élévation observée du niveau moyen global de la mer résulte de deux sources majeures :

- L'expansion thermique des océans due à leur réchauffement causé par la hausse des températures moyennes des basses couches de l'atmosphère (et au chauffage direct par le soleil dans les régions arctiques devenues libres de glace). Cet effet, dit stérique³, augmente le volume de l'océan et donc le niveau de la mer. Il est estimé à partir de données hydrographiques mesurant la température et la salinité de l'océan (mesures à partir de bateaux, sondes et bouées dérivantes depuis 1950 et, depuis le milieu des années 2000, à partir des flotteurs profilants du projet Argo).
- L'augmentation du contenu en eau des océans, par l'apport d'eau douce consécutif à la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires (le Groenland et l'Antarctique). Une petite contribution vient aussi des échanges d'eau avec les terres émergées. La contribution des glaciers est estimée principalement à partir de campagnes de mesures sur le terrain alors que celle des calottes polaires est basée, depuis le début des années 1990, sur des observations spatiales (l'altimétrie radar et laser, la gravimétrie spatiale⁴, et l'interférométrie radar InSAR). À partir des mesures réalisées par chacune de ces techniques, on déduit directement ou indirectement le bilan de masse des calottes polaires. Pour les eaux continentales, on utilise, depuis 2003, les mesures de gravimétrie spatiale GRACE et, pour les périodes antérieures, des simulations de modèles hydrologiques globaux.

De nombreuses études ont été publiées ces dernières années sur la comparaison entre hausse observée du niveau de la mer et somme des contributions estimées indépendamment. Ces études de bilan sont fiables pour la période altimétrique en raison de la mise en place de plusieurs systèmes globaux d'observations : outre l'altimétrie spatiale, GRACE, Argo, les techniques InSAR, etc. permettent en effet de quantifier chaque composante du bilan.

Le tableau II.1 récapitule les valeurs estimées des différentes contributions ainsi que la hausse observée pour 3 périodes : 1971-2010 (considérée dans le 5^e rapport du GIEC ; Church et al., 2013a ; à noter que pour cette période, on ne dispose d'aucune observation directe du bilan de masse du Groenland et de l'Antarctique), 1993-2010 (valeurs du 5^e rapport du GIEC ; Church et al., 2013a) et sur la période 2005-2013 (valeurs de Llovel et al., 2014). Depuis 2003, on dispose de données de température et salinité de l'océan jusqu'à 2000 m de profondeur par Argo (700 m auparavant) et des données de gravimétrie spatiale GRACE permettant d'estimer directement les variations de masse de l'océan quelle que soit leur origine (glaciers, calottes polaires, eaux continentales).

³ L'effet stérique représente la modification de la masse volumique des océans liée aux changements de température et de salinité.

⁴ Depuis 2002, le système GRACE mesure globalement les variations de la gravité sur Terre (**G**avity **R**ecovery **A**nd **C**limate **E**xperiment), ce qui permet d'en déduire les transferts de masse d'eau.

Source	1971-2010	1993-2010	2005-2013
Expansion thermique	$0,8 \pm 0,3$	$1,1 \pm 0,3$	$0,9 \pm 0,15$
Glaciers	$0,68 \pm 0,4$	$0,76 \pm 0,4$	
Groenland		$0,33 \pm 0,08$	
Antarctique		$0,27 \pm 0,11$	
Modifications du cycle hydrologique	$0,12 \pm 0,10$	$0,38 \pm 0,11$	
Masse de l'océan (d'après GRACE)			$2,0 \pm 0,1$
Somme		$2,8 \pm 0,5$	$2,9 \pm 0,38$
Observations	$2,0 \pm 0,3$	$3,2 \pm 0,4$	$2,8 \pm 0,35$
Différence (observations - somme)		$0,4 \pm 0,6$	$-0,1 \pm 0,34$

Tableau II.1. Estimations en mm/an des principales contributions à la variation du niveau moyen global des océans, pour les périodes 1971-2010 (Church et al., 2013a), 1993-2010 (Church et al., 2013a) et 2005-2013 (Llovel et al., 2014). La somme de ces contributions est comparée aux observations des variations du niveau de la mer. Les incertitudes pour les sommes sont calculées en combinant les diverses incertitudes (racine de la somme des incertitudes au carré).

La contribution des eaux continentales au niveau de la mer a deux origines : (1) les variations naturelles du cycle de l'eau liées à la variabilité climatique naturelle, et (2) les activités humaines modifiant directement l'hydrologie régionale, telles que la construction de barrages sur les fleuves et le pompage de l'eau dans les aquifères, principalement pour l'irrigation des cultures. Les barrages font baisser le niveau de la mer (Chao et al., 2008) alors que le pompage des eaux crée une hausse du niveau de la mer (Konikow, 2011 ; Wada et al., 2012). L'amplitude absolue de ces deux phénomènes a été de l'ordre de 0,5 mm/an sur la seconde moitié du XX^e siècle. Mais, étant de sens opposés, ces deux effets se sont plus ou moins compensés. Néanmoins, le pompage des eaux souterraines s'est accentué ces dernières décennies, ce qui explique les valeurs positives de l'effet net des eaux continentales dans le tableau II.1.

Les modèles hydrologiques indiquent que la variabilité naturelle ne présente aucune tendance à long terme (au moins pour les dernières décennies) mais une forte variabilité interannuelle, notamment lors des événements ENSO (El Niño-Southern Oscillation). Diverses études récentes (Boening et al., 2012, Fasullo et al., 2013, Cazenave et al., 2014) ont montré que les oscillations interannuelles du niveau moyen global de la mer sont essentiellement dues aux échanges d'eau entre continents et océans lors des événements ENSO. Ceci est illustré sur la Figure II.4 montrant le niveau moyen global de la mer sans la tendance et la contribution des eaux continentales calculée à partir du modèle hydrologique ISBA-TRIP de Météo-France. On note que pendant El Niño/La Niña, le niveau moyen global de la mer présente une anomalie positive/négative de 2-4 mm. Ceci résulte du fait que pendant El Niño, on observe un excès de précipitations sur le Pacifique Tropical et un déficit d'eau sur les bassins hydrographiques tropicaux, notamment l'Amazonie. Durant La Niña, on assiste au phénomène inverse. Fasullo et al. (2013) ont montré que, lors de La Niña 2011, la baisse temporaire du niveau de la mer a été causée par un excès de pluie sur l'Australie.

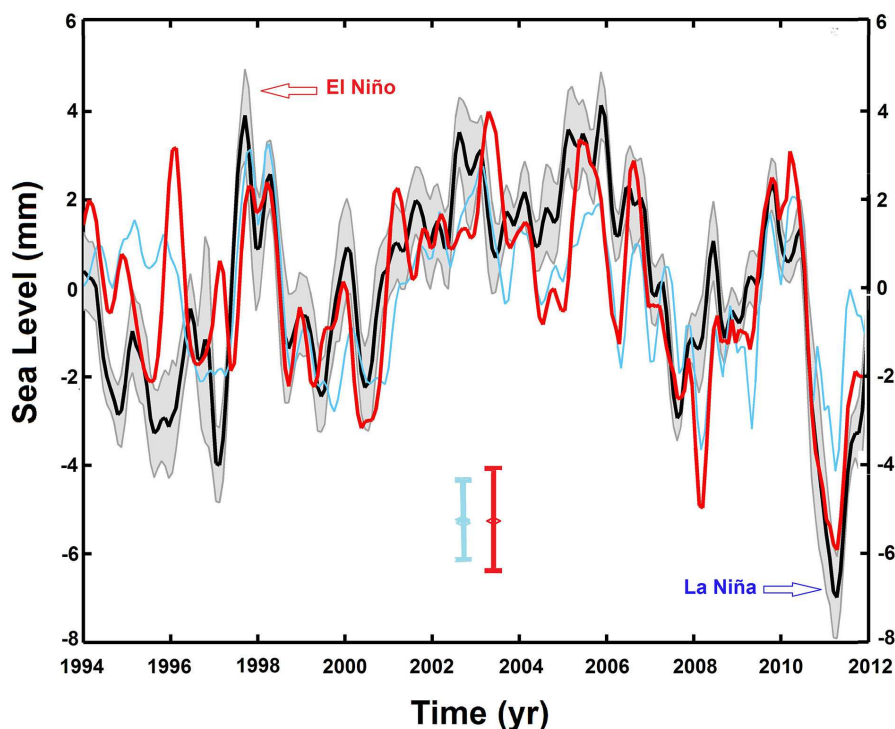


Figure 11.4 : Variations du niveau moyen global de la mer (sans la tendance) sur 1993-2011 (en noir) et effet des eaux continentales (en bleu, exprimé en niveau de la mer équivalent et calculé d'après le modèle hydrologique ISBA-TRIP de Météo-France). La courbe rouge représente la somme des effets des eaux continentales et de l'expansion thermique (sans la tendance). D'après Cazenave et al. (2014).

Comme le montre la Figure 11.4, la décennie 2003-2012 a été marquée par plusieurs événements La Niña, ce qui a causé une succession de baisses temporaires de la mer. Ce phénomène explique pourquoi la hausse de la mer de la dernière décennie est plus faible que sur l'ensemble de la période altimétrique (voir Tableau 11.1). Comme l'a montré une étude récente (Cazenave et al., 2014), si on corrige les données de niveau de la mer de la variabilité interannuelle liée à ENSO, on obtient pour la dernière décennie exactement la même vitesse d'élévation du niveau de la mer que pour les années 1990. Ce résultat indique que malgré la pause observée de l'évolution de la température de surface de la Terre depuis le début des années 2000, le niveau de la mer continue de monter au même rythme et donc que cet effet du réchauffement anthropique, lui, ne fait pas de pause.

11.3.2. En France métropolitaine et dans les DOM-COM

Les chiffres, représentatifs de la variation globale du niveau des océans, masquent une forte disparité régionale. Si les données marégraphiques avaient déjà suggéré que l'élévation du niveau de la mer n'était pas uniforme spatialement, les données altimétriques permettent de cartographier la variabilité régionale de ce phénomène. La Figure 11.5 montre le taux d'élévation du niveau de la mer sur une carte globale pour la période 1993-2013.

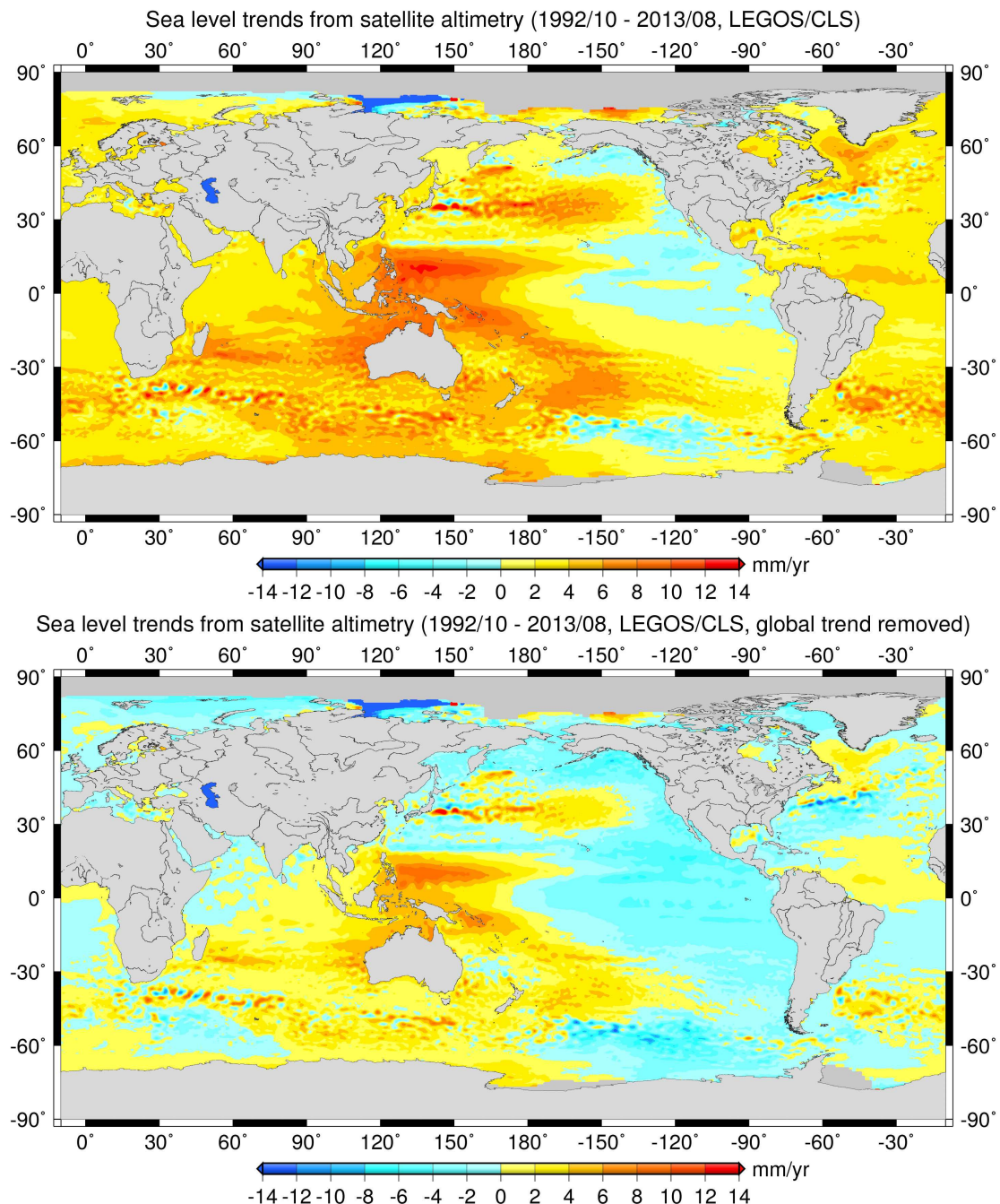


Figure II.5. Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon, Jason-1 et 2, ERS-1 et 2, et Envisat. La carte du haut inclut la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an alors que sur la carte du bas, celle-ci a été retirée en tout point. Source : LEGOS.

Sur la Figure II.5 (carte du haut), on observe une tendance à l'élévation du niveau de la mer sur la majorité des océans du globe (zones en jaune et rouge), exception faite d'une petite région dans l'Est du Pacifique et au sud de l'Alaska. La carte du bas (sans la tendance) permet de voir plus clairement la variabilité régionale qui se superpose à la hausse moyenne globale. On remarque en particulier un signal important dans le Pacifique Tropical Ouest. Dans cette région, la hausse de la mer a atteint 12-14 mm/an sur la période altimétrique.

Il est bien démontré à présent que la variabilité régionale des vitesses de variations de la mer est largement due à l'expansion thermique non uniforme de l'océan (Church et

al., 2013a). De nombreuses études récentes ont montré que le fort signal observé dans le Pacifique Tropical Ouest est dû à l'intensification des alizés depuis le début des années 1990 et à l'approfondissement associé de la thermocline induisant, dans cette région, une accumulation de chaleur donc une hausse plus rapide de la mer (Timmermann et al., 2010, Stammer et al., 2013, Palanisamy et al., 2015).

La variabilité régionale de la hausse de la mer présentée sur la Figure II.5 pour la période altimétrique est dominée par la variabilité climatique interne, comme l'ont montré plusieurs études récentes. Dans le Pacifique, les configurations spatiales sont pilotées par l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO) et leur position dans cet océan dépend de la phase de la PDO (actuellement négative) (Meyssignac et al., 2012a). La question est actuellement de savoir si l'empreinte du forçage anthropique est d'ores et déjà détectable ou bien si elle est encore masquée par la variabilité naturelle interne. Des études récentes (Hamlington et al., 2014) suggèrent que la PDO n'explique pas tout, et que les structures de la Figure II.5 contiennent la signature du réchauffement global. Mais ce résultat est controversé (Palanisamy et al., 2015).

Un zoom sur la France métropolitaine est présenté sur la Figure II.6. On y fait le constat que **le niveau de la mer le long des côtes de la métropole (Atlantique et Méditerranée) s'est élevé à un rythme légèrement inférieur à la moyenne globale sur la période 1993-2013.**

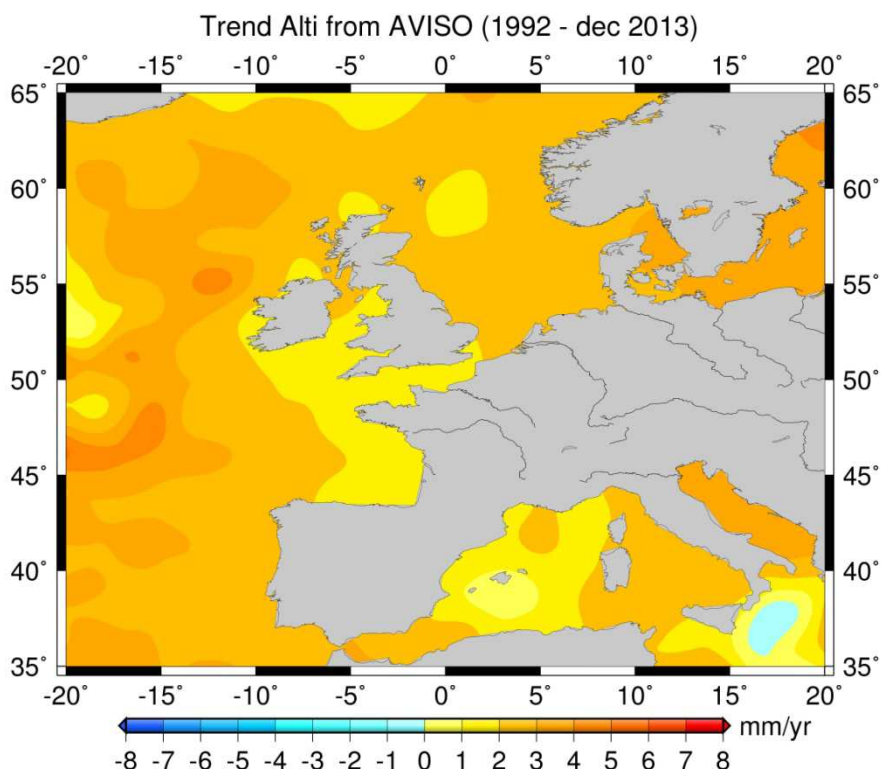


Figure II.6. Carte de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (entre octobre 1992 et décembre 2013) le long des côtes de l'Europe occidentale. Source : LEGOS.

Concernant les DOM-COM, des études récentes basées sur des reconstructions en 2-D du niveau de la mer avant la période altimétrique (Meyssignac et al., 2012b) ont montré que, depuis 1950, la hausse de la mer a été assez différente d'une région à l'autre. Ainsi, en Polynésie, la hausse a atteint 3,5 mm/an, soit près de deux fois la hausse

moyenne globale sur cette période (1950-2010) alors qu'à Nouméa (Nouvelle Calédonie), la hausse est estimée à 2 mm/an (Becker et al., 2012). À La Réunion, on estime que la hausse des 60 dernières années n'a pas été significativement différente de la moyenne globale (Palanisamy et al., 2015).

Que nous disent les marégraphes français ?

Les données altimétriques donnent peu d'informations sur les variations plus locales au niveau des côtes françaises et se limitent à la période récente. Pour aller plus loin et compléter un peu ces chiffres, intéressons-nous au réseau de données marégraphiques existant sur le territoire français. Ces mesures existent depuis suffisamment d'années pour avoir plus de recul sur l'élévation récente du niveau de la mer qu'avec l'altimétrie.

La France possède un patrimoine de données pour la métropole et les DOM-COM, ainsi qu'ailleurs dans le monde, notamment dans les anciennes colonies françaises du Maghreb, d'Afrique francophone et d'Asie. Une partie du patrimoine marégraphique français est déjà connu et mis à disposition via le PSMSL⁵. Un service existe aussi en France, le SONEl⁶, qui s'occupe de rassembler et diffuser les observations du niveau marin à l'échelle française. Leur nombre varie néanmoins fortement au cours du temps, avec des périodes fastes pour les réseaux d'observations comme la période 1840-1920, suivies de périodes pour lesquelles peu de données existent.

Une autre partie de ce patrimoine reste encore inconnue de la communauté car découvert récemment dans les centres d'archives français. Un travail important est fourni depuis quelques années à l'université de La Rochelle par les chercheurs du laboratoire Littoral ENvironnement et Sociétés (LIENSs, UMR 6250 du CNRS) pour collecter, mettre en forme et analyser ces données historiques (Wöppelmann et al., 2006 ; Pouvreau, 2008 ; Gouriou, 2012). Les données marégraphiques françaises sont dispersées dans de nombreux centres, dont une liste détaillée est donnée dans le portail REFMAR⁷ du SHOM. Cette liste n'est pas exhaustive car nombre de données restent à récupérer dans divers centres d'archives, notamment les archives départementales. **Un grand nombre de ces jeux de mesures marégraphiques sont peu exploitables pour l'étude du niveau de la mer à long terme, par manque de recouvrement temporel suffisant et de continuité des références de mesure.** Les séries marégraphiques doivent en effet être suffisamment étendues et continues dans le temps pour estimer avec confiance les tendances d'élévation du niveau marin. La question de l'homogénéité dans la qualité des données est également une question cruciale pour analyser les tendances dans ces séries.

Selon Gouriou (2012), une vingtaine de séries marégraphiques françaises dépassent le demi-siècle, dont 9 stations (Brest, Marseille, Cherbourg, Le Havre, Cordouan, Saint-Jean-de-Luz, Saint-Nazaire, Saint-Servan et Rochefort) dépassant 120 ans. Ces séries sont suffisamment longues pour tirer des conclusions robustes sur les tendances à long terme du niveau marin. Toutes ne sont pas encore exploitables, car un long processus de numérisation des données sous format papier est nécessaire, ainsi que diverses corrections liées aux changements d'instruments, de méthodes de mesures, etc.

⁵ Permanent Service of Mean Sea Level

⁶ Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales

⁷ Réseaux de rEFérence des observations MARégraphiques : <http://refmar.shom.fr/fr/donnees-historiques>

Nous nous sommes appuyés sur ces travaux pour remplir le tableau II.2 (ainsi que sur l'étude de Marcos et Tsimplis 2008, pour le site de Saint-Jean de Luz) :

Site d'observation	Période	Source	Taux de variation du niveau de la mer (mm/an)
Brest	1807-1890	Wöppelmann et al. (2006)	-0,09 ± 0,15
	1890-1980		1,30 ± 0,15
	1980-2004		3,00 ± 0,50
Marseille	1849-1909	Wöppelmann et al. (2014)	0,40 ± 0,30
	1909-1980		1,40 ± 0,13
	1980-2012		2,60 ± 0,40
Pertuis Charentais	1824-1909	Gouriou et al. (2013)	-0,20 ± 0,40
	1941-2011		2,10 ± 0,30
	1824-2011		1,30 ± 0,10
Saint-Jean de Luz	1942–1996	Marcos et Tsimplis (2008)	2,10 ± 0,30
Îles Kerguelen	1949-2004	Testut et al. (2006)	1,10 ± 0,70

Tableau II.2. Taux de variation du niveau de la mer au XIX^e et XX^e siècle, estimés à partir de données marégraphiques françaises.

Le cas des DOM-COM est quant à lui assez problématique, les séries mises à disposition étant encore trop courtes pour analyser le signal du changement climatique (Douglas, 2001). À titre d'exemple, on ne dispose que de 10 années effectives pour la Réunion, 4 pour Mayotte et la Martinique et 10 pour la Polynésie française. Il est donc actuellement impossible de donner des chiffres pour des périodes plus longues que la période altimétrique (Figure II.5) pour ces régions.

III. Projections du niveau de la mer

III.1. À l'échelle planétaire

III.1.1. Les projections du niveau moyen global au XXI^e siècle

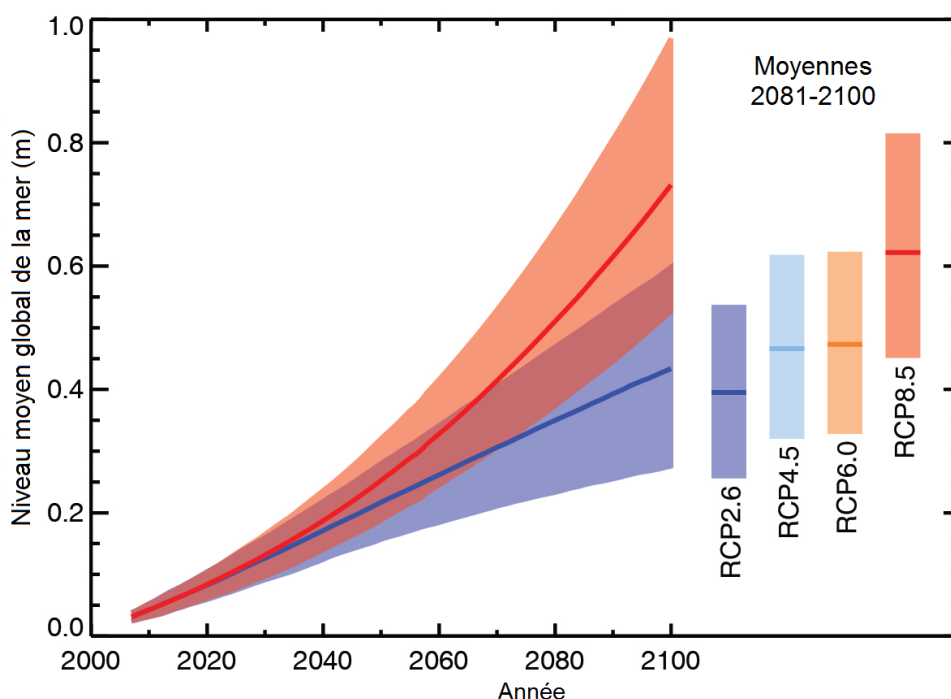


Figure III.1 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer au XXI^e siècle relativement à 1986-2005 pour les deux scénarios d'émission RCP2.6 et RCP8.5. Les plages de couleur autour des courbes correspondent à l'intervalle d'un changement « probable » (67 % de chance). Les barres verticales correspondent à un changement « probable » de la moyenne de la période 2081-2100 pour tous les scénarios RCP, et les barres horizontales aux valeurs médianes associées. D'après IPCC (2013), Figure SPM.9.

Le cinquième rapport du GIEC (IPCC, 2013, AR5) présente une révision des estimations des projections données dans son quatrième rapport (IPCC, 2007, AR4) tenant compte à la fois des nouveaux scénarios dits RCP pour « Representative Concentration Pathways » (voir Ouzeau et al., 2014)⁸, de nouvelles méthodologies de calcul et d'une représentation plus complète de la contribution de l'écoulement de la glace des calottes polaires.

Dans ce rapport, les auteurs donnent une « confiance moyenne » aux estimations fondées sur des modèles décrivant les processus à l'origine des changements du niveau de la mer. Ces modèles utilisent directement les projections des modèles climatiques de

⁸ vois aussi http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/ONERC_decouvrir_scenarios_Giec.pdf

l'exercice international d'intercomparaison CMIP5⁹ pour ce qui concerne l'expansion thermique. Les contributions à l'augmentation du niveau de la mer dues à la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires sont basées sur la littérature scientifique. Des résultats de ces estimations sont reproduits sur la Figure III.1 et des valeurs des changements probables pour le milieu et la fin du XXI^e siècle pour les différents scénarios sont reportées dans le Tableau III.I.

Scénarios	Fourchettes pour 2046-2065 / 2081-2100
Scénario RCP2.6	0,17 – 0,31 / 0,26 – 0,55
Scénario RCP4.5	0,19 – 0,33 / 0,32 – 0,63
Scénario RCP6.0	0,18 – 0,32 / 0,33 – 0,63
Scénario RCP8.5	0,22 – 0,37 / 0,45 – 0,82

Tableau III.1 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer à la fin du XXI^e siècle (en mètres pour 2046-2065 et 2081-2100 par rapport à 1986-2005). Les fourchettes de valeurs données pour chaque scénario d'émission correspondent à une probabilité de 67 % (changement « probable »). Source : IPCC (2013).

Une des conclusions déduite de ces estimations est qu'il est **très probable que le taux d'augmentation du niveau moyen global de la mer au XXI^e siècle sera supérieur au taux observé au cours de la période 1971-2010 pour tous les scénarios RCP.**

Des évaluations des différentes contributions aux changements probables du niveau moyen global de la mer sont représentées sur la Figure III.2 en fonction des différents scénarios d'émission du GIEC. L'expansion thermique représente 30 à 55 % de l'augmentation du niveau moyen de la mer du XXI^e siècle. La fonte des glaciers représente la deuxième contribution la plus importante située entre 15 et 35 %. Les contributions du Groenland et de l'Antarctique recouvrent à la fois celles qui sont liées au bilan net de la fonte et de l'accumulation de la glace ou de la neige à la surface, mais aussi celles qui sont liées à l'écoulement de la glace vers l'océan. Ce sont ces dernières contributions (barres de couleur verte et violette sur la Figure III.2) qui expliquent la part la plus importante de l'augmentation des estimations du changement du niveau moyen de la mer dans l'AR5 comparé à l'AR4.

Les auteurs de l'AR5 considèrent par ailleurs que seul l'effondrement des parties marines de la calotte Antarctique, s'il se déclençait, pourrait entraîner une hausse significativement supérieure aux changements probables du niveau moyen de la mer. Cependant, ils considèrent avec un niveau de confiance moyen que cette contribution ne dépasserait pas quelques dizaines de centimètres d'élévation du niveau des mers au cours du XXI^e siècle.

⁹ Coupled Models Intercomparison Project

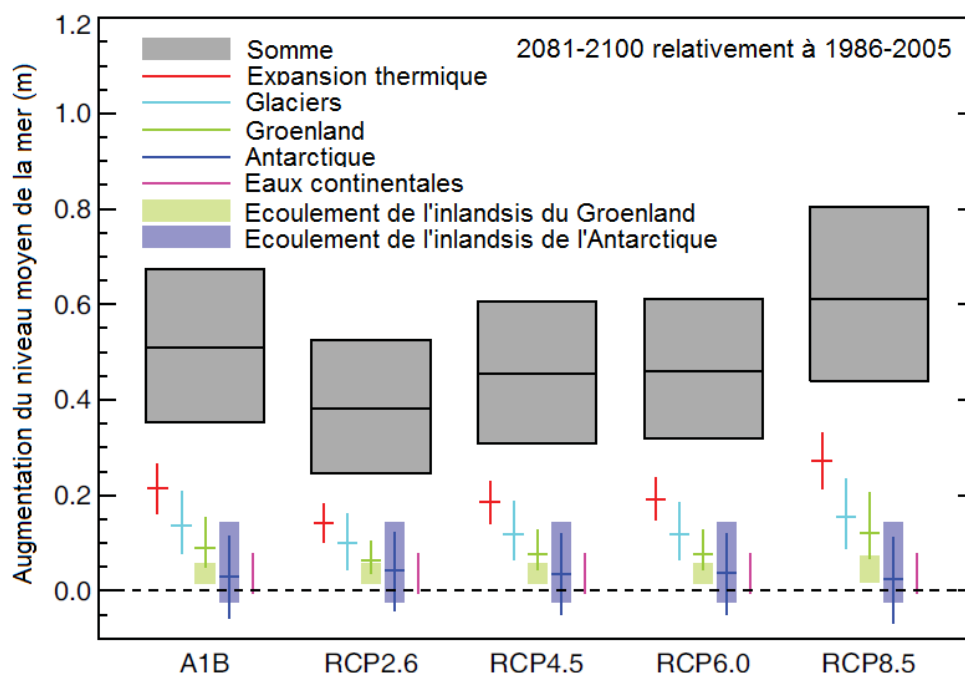


Figure III.2 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer et différentes contributions à cette élévation (en mètres pour 2081-2100 par rapport à 1986-2005) selon cinq scénarios d'émission. D'après IPCC (2013), Figure TS21.

D'autres projections, non basées sur la modélisation des processus physiques ont été publiées dans la littérature scientifique depuis la publication du 4^e rapport du GIEC. Il s'agit d'estimations fondées sur des modèles dits « semi-empiriques », c'est-à-dire des modèles ajustés sur des données du passé, dans lesquels les variations du niveau moyen global de la mer sont supposées ne dépendre que des variations futures de la température moyenne à la surface du globe ou du forçage radiatif¹⁰. Les paramètres de ces modèles simples sont ajustés sur les variations passées (en général le XX^e siècle) du niveau de la mer et de la température moyenne, puis utilisés pour estimer l'évolution future de ce niveau en utilisant les projections de la température par les modèles de climat ou les scénarios de forçage radiatif. Ce type de projection conduit en général à des élévations supérieures aux estimations probables données plus haut, mais, comme on peut le constater sur la Figure III.3, les valeurs sont très dispersées. La fiabilité de ces projections est très controversée, notamment en raison du fait que les résultats sont hautement dépendants des conditions initiales et de la période de temps sur laquelle est fait l'ajustement aux observations. La grille d'évaluation du GIEC conduit donc à attribuer un niveau de confiance faible à ces projections

¹⁰ Un forçage radiatif est un changement du bilan radiatif (différence entre le rayonnement descendant et le rayonnement montant) au sommet de la troposphère (situé entre 9 et 16 km d'altitude environ) ou de l'atmosphère, dû à un changement d'un des facteurs d'évolution du climat – comme la concentration des gaz à effet de serre.

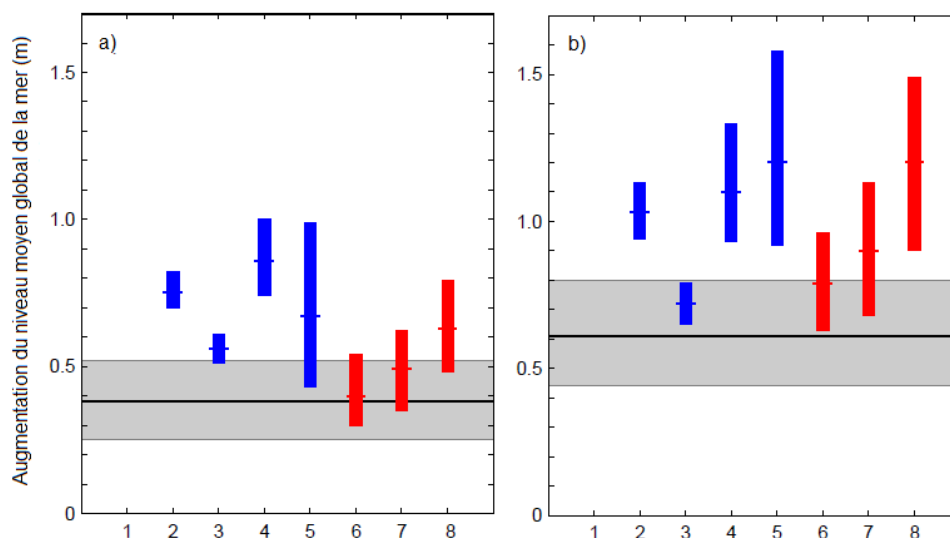


Figure III.3 Intervalles (5 - 95 %) de projections de l'augmentation du niveau moyen global de la mer (m) en 2081-2100 relativement à 1986-2005 obtenues à partir de modèles semi-empiriques pour les scénarios (a) RCP2.6 et (b) RCP8.5. Les barres bleues correspondent à des modèles utilisant les projections de températures moyennes globales et les barres rouges, ceux qui utilisent les forçages radiatifs. Les chiffres sur l'axe horizontal se réfèrent à des références de la littérature scientifique. Les zones en gris correspondent aux fourchettes probables auxquelles une confiance moyenne est attribuée par les auteurs de l'AR5 qui par ailleurs attribuent une faible confiance aux résultats des modèles semi-empiriques. D'après IPCC (2013), Figure 13.12.

D'autres approches empiriques ont aussi été développées (Horton et al., 2014). Celles-ci se basent sur des avis d'experts reconnus pour leurs publications dans le domaine de l'étude du niveau de la mer. La démarche est ici complètement différente puisque aucun modèle n'est utilisé directement pour établir des projections (de processus ou semi-empirique), mais seulement des avis d'environ une centaine d'experts répondant à un questionnaire sur leurs estimations probabilistes des changements à venir du niveau des mers selon les deux scénarios RCP les plus extrêmes. L'une des principales conclusions de cette étude est que, pour un scénario compatible avec le scénario RCP2.6, l'estimation probable médiane¹¹ se situe entre 0,4 et 0,6 m d'élévation entre 2000 et 2100 et elle se situe entre 0,7 à 1,2 m sur la même période pour le scénario RCP8.5.

Dans ce rapport, en conformité avec les auteurs du rapport du GIEC, nous accordons une crédibilité supérieure aux projections basées sur la modélisation des processus physiques (il est important de rappeler que ces modèles rendent assez bien compte des observations des dernières décennies).

¹¹ Celle pour laquelle la moitié des experts donnent des valeurs inférieures et l'autre moitié des valeurs supérieures

III.1.2. La montée ne sera pas répartie également

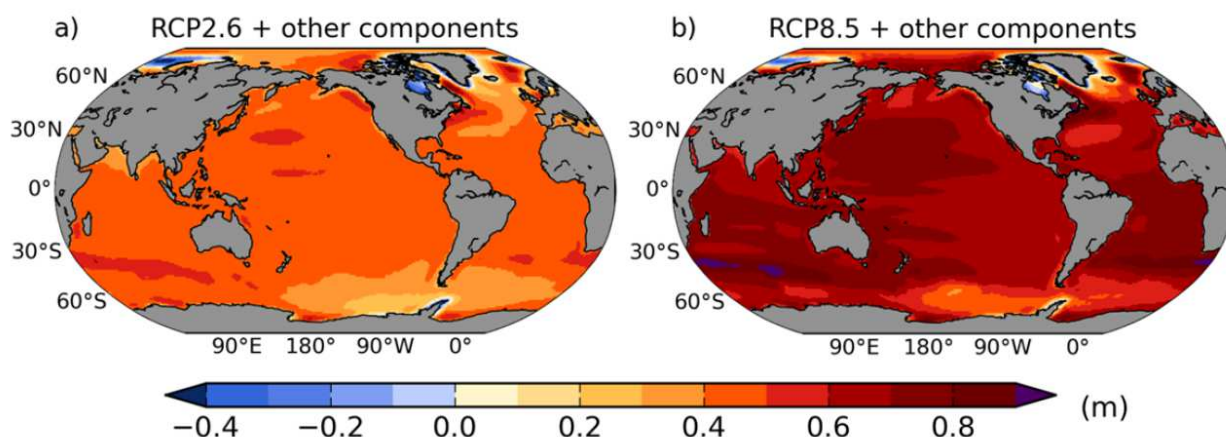


Figure III.4 Élévation du niveau de la mer pour la période 2081-2100 par rapport à 1986-2005. Les calculs prennent en compte les changements de température, salinité et courants simulés par 21 modèles du GIEC forcés avec les scénarios (a) RCP2.6 et (b) RCP8.5. Les figures incluent aussi les effets sur le niveau de la mer des variations régionales de la pression atmosphérique, de l'ajustement isostatique glaciaire et les échanges d'eau avec les terres émergées. D'après IPCC (2013), Figure TS.23.

Comme c'est déjà le cas aujourd'hui, et comme le montre la Figure III.4, **la montée du niveau de la mer présentera d'importantes disparités régionales**. Celles-ci résultent de différents facteurs. Le facteur dominant est dû à la distribution non uniforme de la température de l'océan et de la salinité (en lien avec la fonte de la banquise et des glaces continentales, et avec les variations du cycle hydrologique). Les variations géographiques de la pression atmosphérique jouent aussi un rôle, mais faible en comparaison de la température de la mer et de la salinité. La fonte actuelle (et future) des glaces continentales (glaciers de montagne et calottes polaires) génèrent aussi de manière indirecte une part de la variabilité régionale du niveau de la mer : sous l'effet des redistributions de masse de glace et d'eau, la croûte terrestre (élastique) se déforme, ce qui modifie légèrement le contour et la profondeur des bassins océaniques, donc le niveau de la mer à l'échelle régionale. De plus, la Terre continue de se déformer en réponse à la dernière déglaciation (phénomène appelé 'rebond post-glaciaire' évoqué dans la section II.2.1.), ce qui induit une autre contribution à la variabilité régionale de la mer. Ces effets d'ajustement isostatique sont à présent pris en compte dans les projections régionales de la mer (en particulier dans le 5^e rapport du GIEC). Les modèles montrent que la fonte future des calottes polaires causera une amplification de l'élévation de la mer dans les océans tropicaux de 20% à 30% par rapport à la hausse moyenne globale. Le phénomène de rebond post glaciaire a quant à lui des effets importants dans les régions des hautes latitudes, en particulier une hausse (relative) de la mer très supérieure à la moyenne globale le long de la côte est de l'Amérique du Nord.

Il résulte de tous ces phénomènes que plus de 95 % des régions océaniques connaîtront très probablement une hausse du niveau de la mer à la fin du XXI^e siècle. Par ailleurs, environ **70 % des littoraux du monde vont connaître un changement du niveau de la mer ne s'écartant pas de plus de 20 % de l'élévation du niveau moyen global de la mer**.

III.1.3. La mer va continuer de monter pendant des siècles

En dehors des calottes polaires, les glaciers représentent une faible quantité de glace (de l'ordre de 40 cm d'équivalent élévation du niveau de la mer, si tous devaient fondre), ce qui limite leur contribution à l'élévation. Toutefois, **la dilatation thermique de l'océan se poursuivra pendant des siècles**, même après que la concentration dans l'atmosphère des gaz à effet de serre aura été stabilisée, à cause de la lenteur du transfert de chaleur de la surface aux profondeurs de l'océan.

L'élévation finale atteinte, après plusieurs siècles ou millénaires selon la date de la stabilisation, dépendra de cette concentration stabilisée et de la température de l'atmosphère. Les simulations des modèles climatiques suggèrent une **augmentation du niveau moyen de la mer de 0,2 à 0,6 m par degré Celsius de réchauffement global par rapport au climat actuel** du seul fait de l'expansion thermique. Sur la base de quelques modèles climatiques simulant le climat au-delà de 2100, des scénarios de basses émissions conduiraient à une augmentation du niveau moyen global de la mer de moins de 1 m en 2300 par rapport à son niveau pré-industriel et de 1 m à plus de 3 m pour un scénario de fortes émissions.

À plus long terme, l'inquiétude majeure réside dans les calottes antarctique et groenlandaise. Les simulations des modèles indiquent **qu'au-delà d'un certain seuil de réchauffement**, la fonte en surface de **la calotte du Groenland** ne sera pas compensée par l'accumulation de neige. Ainsi, si la température de stabilisation dépasse ce seuil pendant des millénaires, cette calotte (dont la fonte totale représenterait 7 m d'augmentation du niveau de la mer) **pourrait fondre en presque totalité**. Selon le 5^e rapport du GIEC, ce seuil serait supérieur à environ 1 °C (faible confiance) mais inférieur à 4 °C (confiance moyenne). **Si le réchauffement se maintenait durablement à ce niveau, la planète connaîtrait alors une élévation du niveau de la mer de plusieurs mètres au cours des siècles et millénaires à venir**. Une contribution liée à un retrait abrupt, irréversible à l'échelle multiséculaire ou millénaire, de parties marines de **la calotte Antarctique** dans des secteurs potentiellement instables est aussi possible. Ces déstabilisations peuvent survenir à long terme mais aussi à une date rapprochée, surtout celle de l'Antarctique Ouest. Les principales incertitudes résident dans l'intensité de réchauffement nécessaire à leur déclenchement et la date correspondante, sans que l'on puisse encore aujourd'hui affecter un niveau de confiance à cette occurrence.

III.2. À l'échelle des côtes françaises

Le niveau de la mer local est influencé par tout déplacement vertical de la surface de l'océan mais aussi du fond marin, du champ de gravité, et de la surface du sol. Ces déplacements peuvent être dus :

- à des changements de volume de l'océan résultant des effets de la température et de la salinité sur la densité de l'eau ;
- à des changements de masse liés aux échanges océan-glace-atmosphère-continent, à la redistribution de la masse dans l'océan par la dynamique dans l'atmosphère (vents à la surface et changement de pression atmosphérique générant des courants océaniques) ou par la dynamique océanique (circulation induite par les changements de densité, instabilités), ou encore à des changements de la gravité locale (eux-mêmes induits par des changements de masse) ;

- à des changements du niveau du fond de l'océan liés à la déformation isostatique de la terre solide en réponse aux redistributions de masse d'eau (en particulier l'ajustement isostatique post-glaciaire) et aux effets de gravitation associés, ou au changement de la rotation terrestre ;
- à des mouvements du sol d'origine naturelle (mouvements d'origine tectonique, volcanique) ou anthropique (extractions d'eaux ou d'hydrocarbures) : lorsque la surface du sol s'enfonce (phénomène de subsidence), l'élévation du niveau marin devient plus rapide ; de tels phénomènes sont fréquemment observés dans les grands deltas, en particulier lorsque des extractions d'eau ou d'hydrocarbures sont effectuées (Stanley, 1990 ; Raucoules et al., 2013) ; à La Réunion (Figure III.5), des données de nivellement ont mis en évidence une surrection (élévation de la surface du sol) du massif volcanique du Piton de La Fournaise (Bulteau et al., 2015) de l'ordre de 50mm entre 1958 et 1989, alors que d'autres secteurs sont en subsidence ; d'une manière générale, ces mouvements verticaux du sol sont mal connus, même si les données de nivellement suggèrent qu'ils sont d'une amplitude relativement limitée à l'échelle régionale en France métropolitaine (Lenôtre et al., 1999).

Les projections qui ont été réalisées à l'échelle de régions côtières ne résultent en fait souvent que d'une extension de résultats qui ne sont établis que pour des régions éloignées des côtes. De plus, ces projections d'échelle se limitent à une évaluation des changements de volume de l'océan et, lorsqu'elles prennent en compte les changements de masse notamment dus à la fonte des glaciers et des calottes, il ne s'agit dans la plupart des cas que d'une extrapolation de résultats établis en moyenne globale.

Or la distribution régionale des variations futures du niveau de la mer dépend de l'ensemble des processus détaillés ci-dessus et donc de l'évolution de plusieurs facteurs : en premier lieu de la distribution 3-D de la température et la salinité de l'océan, de la circulation océanique et de la pression atmosphérique de surface. Elle dépend aussi de la déformation des bassins océaniques, et des effets gravitationnels associés, en réponse aux redistributions des masses de glace et d'eau en lien avec la dernière déglaciation et la fonte actuelle des glaces continentales.

Dans son dernier rapport, le GIEC présente les disparités régionales d'élévation du niveau de la mer à l'horizon 2090, telles que prévues par la moyenne d'ensemble des modèles climatiques globaux, en tenant compte aussi des phénomènes mentionnées ci-dessus (Figure III.4). La prise en compte, dans les projections, de l'ensemble des facteurs à l'origine des variations régionales du niveau de la mer est récente et constitue un progrès incontestable de ces dernières années, très utile pour estimer à l'échelle régionale l'évolution future de la mer. Il reste néanmoins certaines incertitudes liées à la variabilité interne (décennale à multidécennale) qui se superpose à ces phénomènes et que les modèles de climat ne peuvent simuler de façon fiable. Il reste aussi à préciser ces projections à l'échelle des côtes françaises en prenant en compte tous les processus pertinents à cette échelle plus fine.

En conclusion ,une étude de l'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises (métropole et DOM-COM) prenant en compte l'ensemble des processus, reste à réaliser.

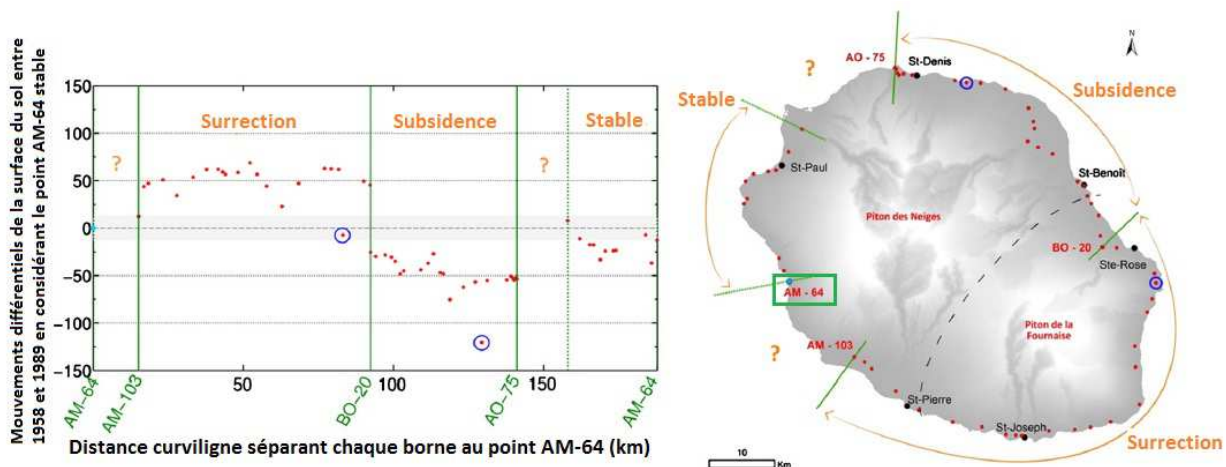


Figure III.5 : Évaluation régionale des mouvements verticaux de la surface du sol à La Réunion. Cette évaluation a été réalisée en comparant deux campagnes de nivellement menées par l'IGN en 1958 et 1989. Elles mettent en évidence des zones en subsidence, où le niveau de la mer s'élève plus rapidement au Nord-Est, et des zones en surrection au sud-est, où il s'élève moins rapidement. Ces dernières zones correspondent au massif actif du Piton de la Fournaise, ce qui suggère un mouvement du sol d'origine volcanique. Sur la même période, le niveau de la mer s'est élevé d'environ 1 mm/an à La Réunion (Palanisamy et al., 2014). Ainsi, le niveau de la mer est resté stable sur la partie sud-est, alors qu'il s'est élevé de 2 mm/an au Nord-Est. Des observations complémentaires sont nécessaires pour savoir si ces mouvements du sol sont linéaires dans le temps ou non. Si c'est le cas, ces mouvements devront être pris en compte pour évaluer l'élévation du niveau marin future locale à La Réunion. Source : Bulteau et al. (2015), données BRGM/IGN.

IV. Impacts liés au changement du niveau de la mer

IV.1. Impacts sur la submersion marine

La vitesse d'élévation du niveau de la mer actuellement observée peut sembler faible en comparaison des hauteurs de vagues et de marées qui peuvent les dépasser de plusieurs ordres de grandeur. Pourtant, si ces rythmes persistent pendant une longue période, leur ampleur aura de graves conséquences sur les régions côtières de faible altitude et à forte densité de population. Pour ces régions, même une légère hausse du niveau de la mer peut produire de vastes inondations dans les terres (IPCC, 2013).

Outre l'élévation du niveau marin et ses effets, le changement climatique peut affecter les pressions atmosphériques et les vents, avec de conséquences pour les hauteurs, périodes, directions des vagues et les surcotes extrêmes, et donc les submersions marines. Cependant, on considère habituellement que les effets des changements de régimes de vents et de pressions atmosphériques sont d'un ordre de grandeur inférieur aux conséquences de l'élévation du niveau marin (Nicholls et al., 2014). Dans ce qui suit, nous considérons uniquement l'effet de la remontée du niveau marin.

Tout d'abord, nous rappelons les phénomènes en jeu lors de submersions marines. Puis, les enseignements issus des observations et les impacts potentiels de la remontée du niveau marin en termes de submersion sont présentés. La problématique de l'effet de la remontée du niveau marin sur la submersion induite par les tsunamis ne sera pas abordée ici.

IV.1.1. Phénomènes en jeu

L'élévation du niveau marin pourra induire ou aggraver deux types de submersions : les submersions permanentes de zones basses et les submersions temporaires. Ces dernières sont définies comme des submersions de terres qui ne sont pas submergées en temps normal (Directive européenne 2007/60/CE¹²). Des deux phénomènes, les submersions temporaires se distinguent par la mise en danger des personnes exposées. Ainsi, en Mer du Nord, les submersions marines consécutives à la tempête du 1^{er} février 1953 avaient provoqué environ 2000 décès. Plus récemment, en France, plus de 50 personnes ont péri lors de la tempête Xynthia.

Les causes de la submersion

Les submersions temporaires sont le plus souvent associées à une conjonction de conditions de marée et de surélévations du niveau de la mer (surcotes) lors de tempêtes ou de cyclones. En dehors des tsunamis, les surcotes marines sont contrôlées par deux processus principaux (Figure IV.1) :

- la surcote atmosphérique induite par les champs de vents et pression ; cette surcote

¹² <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/FR/TXT/HTML/?uri=CELEX:32007L0060>

est également sensible aux conditions de vagues, qui modifient les frottements au fond et en surface (Nicolle et al., 2009) ;

- la surcote liée aux vagues (*wave set-up*) induite par le déferlement des vagues à la côte ; à l'approche de la côte, les vagues générées au large déferlent en transférant leur énergie sur la colonne d'eau ; ceci provoque une surélévation du niveau moyen, qui peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres.

Pour fixer les ordres de grandeurs sur les côtes métropolitaines, la marée (marnage) varie de quelques dizaines de centimètres (Méditerranée) à plus de 12 m (Mont Saint-Michel). En Manche-Atlantique, les surcotes décennales observées dans les ports (zone abritée) varient de quelques dizaines de centimètres (Socoa) à plus de 1m (Dunkerque). Sur les plages métropolitaines exposées, les quelques observations et modélisation de *wave set-up* disponibles lors d'épisodes de tempêtes, par exemple sur le site du Truc Vert (côte aquitaine), indiquent des valeurs de plusieurs dizaines de centimètres, représentant environ 60 % de la surcote totale (Idier et al., 2012a).

Outre ces facteurs d'élévation du niveau statique, les vagues jouent aussi un rôle à plus haute fréquence : elles influencent l'élévation instantanée du niveau d'eau sur le littoral au travers du jet de rive (*swash*), c'est-à-dire le flux et le reflux des vagues à la côte. Ce phénomène, aussi appelé *wave run-up*, peut être à l'origine de franchissements.

Le niveau d'eau maximal atteint par la mer au-dessus de son niveau moyen est ainsi déterminé en estimant la hauteur de marée prédite, la surcote atmosphérique, le *wave set-up* et le *swash*. Il convient toutefois de garder à l'esprit que ces phénomènes ne sont pas indépendants et peuvent interagir entre eux. Par exemple, dans certaines zones comme la Manche Est, la marée influence la surcote (Idier et al., 2012b).

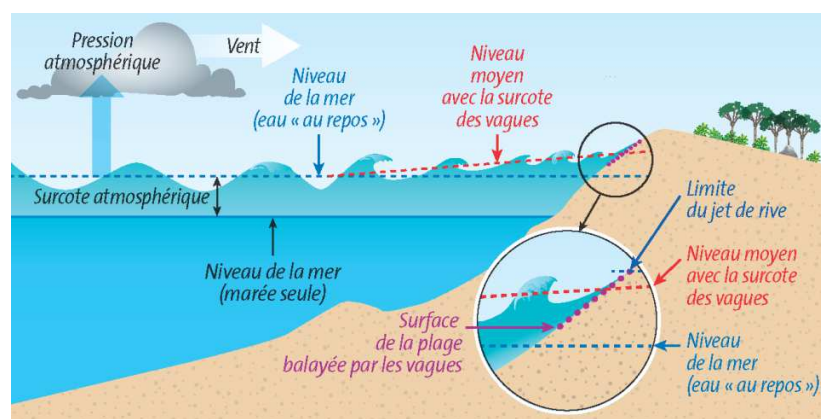


Figure IV.1 Principaux phénomènes physiques contrôlant le niveau d'eau ; ce schéma n'est pas à l'échelle. Source : BRGM.

Les types de submersion

La submersion marine résultant de ces phénomènes hydrodynamiques côtiers peut se manifester sous trois formes différentes (Figure IV.2) :

- le **franchissement** (Figure IV.2, temps 2) par paquets de mer, qui correspond au passage des vagues par-dessus les défenses côtières (naturelles ou artificielles), l'accumulation d'eau résultante peut s'avérer importante selon l'ampleur et la durée des franchissements et le linéaire concerné ; le franchissement est conditionné essentiellement par la position du plan d'eau (niveau statique) par rapport à la cote maximale du terrain naturel ou des ouvrages de protection, et par les caractéristiques locales des vagues (hauteurs et périodes) ;
- le **débordement**, qui correspond à une élévation du niveau d'eau statique au-dessus de la cote maximale du terrain naturel ou des ouvrages de protection ; il entraîne un déversement direct d'importantes quantités d'eau à terre ; les volumes d'eau mis en jeu dépendent de l'écart entre le niveau d'eau et celui de la cote maximale du terrain naturel ou des ouvrages de protection, la durée du débordement et de la vitesse de l'écoulement ;
- la **rupture** de structures de protection, causée par l'action répétée des vagues ; les structures de protection peuvent être alors endommagées progressivement ou brutalement, et des brèches ou une défaillance généralisée peuvent se produire, provoquant le passage à un régime de débordement (Figure IV, 3C). Le déversement de l'eau en arrière des ouvrages est également de nature à dégrader fortement le rôle de protection de ces derniers.

Un épisode de submersion peut résulter de la succession de ces différents processus, voire de leur occurrence simultanée, en des endroits différents (Le Roy et al., 2014). Lors de tempêtes, on assiste généralement tout d'abord à une montée progressive du niveau statique et à un renforcement de l'intensité de la houle (temps 1). Au-delà d'une certaine intensité, il peut y avoir franchissements par paquets de mer, la submersion associée restant en général limitée (temps 2). Si le niveau statique continue à s'élever et dépasse la cote maximale des défenses côtières, la submersion passe alors en régime de débordement (temps 3B). Lorsque le niveau statique diminue du fait de la marée et/ou de la baisse de la surcote, on peut observer, suivant la configuration, une « vidange » partielle de l'eau accumulée à terre vers la mer ou de nouveaux franchissements jusqu'à ce que les conditions de mer diminuent (temps 3A).

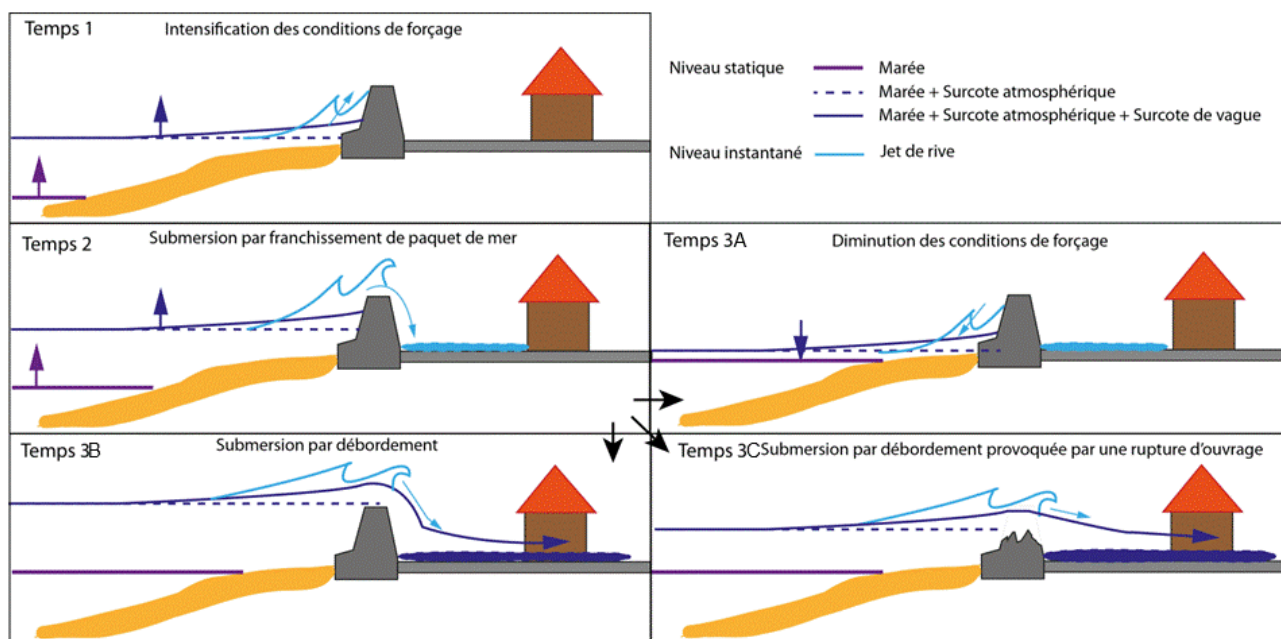


Figure IV.2 Exemple de chronologies possibles en cas de submersion marine (franchissement par paquets de mer / dégradation des ouvrages / débordement). Source : BRGM.

Les dommages induits par les submersions liées à une tempête sont donc dus à la conjonction de plusieurs phénomènes, certains pouvant interagir entre eux. Pris individuellement, chacun des paramètres (ex : hauteur des vagues, surcote) peut-être caractérisé par une probabilité d'occurrence. Pour autant, le caractère extrême d'une valeur donnée n'est pas systématiquement associé à une forte submersion ou à de forts dommages (exemple : forte surcote atmosphérique par faible coefficient de marée). Pour analyser les submersions, il convient donc de prendre en compte tous les phénomènes précités, ainsi que leurs probabilités conjointes. Il convient aussi de rappeler que plusieurs scénarios de conditions au large peuvent mener à une même submersion, de sorte que la période de retour de la submersion induite par un scénario au large est en général plus faible que celle de ce scénario.

IV.1.2. Enseignements des observations

Les impacts de l'élévation du niveau de la mer pour les submersions marines sont-ils déjà perceptibles? Depuis 2007, les rapports du GIEC relatifs aux impacts côtiers du changement climatique font la synthèse des études examinant cette question (Brown et al., 2014). Ils contiennent de plus un rapport examinant la question de la « *détection et l'attribution d'impacts observés* » (Cramer et al., 2014). Quel que soit l'impact considéré, ce rapport souligne que la détection et l'attribution des impacts observés sont souvent difficiles par manque de données environnementales. Le cas des submersions marines est cependant particulier, car Menendez et Woodward (2010), puis Woodward et al. (2011), ont montré qu'en moyenne globale, les niveaux d'eau extrêmes avaient augmenté dans la même proportion que les niveaux moyens. Ces deux études sont basées sur l'analyse des données de la base de données marégraphiques du PSMSL (section II.3.2).

L'analyse est cependant plus délicate lorsque l'on s'intéresse non plus aux niveaux d'eau, mais aux submersions elles-mêmes, ou encore à leurs conséquences. En effet, la plupart des facteurs à l'origine des submersions marines évoluent également dans le temps, dans des proportions qui sont souvent mal connues. Wong et al. (2014) ont montré que les dommages induits par les submersions côtières étaient en forte augmentation. Ceci traduit vraisemblablement une augmentation de l'exposition aux submersions marines, et, peut-être, de meilleures connaissances concernant les dommages induits par les catastrophes naturelles.

Très peu d'exemples locaux d'impacts sur les populations ont été identifiés. Un exemple cité dans le rapport du GIEC de 2007 est le cas d'une île habitée par 250 habitants vers 1900, qui a été abandonnée en 1918 suite à l'aggravation des aléas de submersion marine et d'intrusions salines dans les aquifères (Arenstam Gibbons et Nicholls, 2006). Néanmoins, le contexte local de cette partie de la côte est des États-Unis est marqué par une élévation relative du niveau marin plus rapide que la moyenne, Ainsi, il n'y a pas aujourd'hui de preuves quantifiées que la remontée globale du niveau marin ait causé des aggravations des aléas ou des risques submersions. L'analogie historique montre cependant que, dans certains contextes sociaux et culturels, la seule aggravation des aléas peut précipiter la décision d'abandonner une zone côtière plusieurs dizaines d'années avant sa disparition totale.

IV.1.3. Impacts potentiels du changement climatique

Sur la submersion à l'échelle globale

Le rapport de synthèse du GIEC (2014) indique qu'une remontée du niveau marin de 0,5 m impliquerait une augmentation de 10 à 100 fois la fréquence de submersion en l'absence d'adaptation. Sous l'effet d'une remontée du niveau marin de 1 m, les capacités locales d'adaptation (en particulier les stratégies de protection) atteindraient leurs limites en de nombreux sites. Même en deçà de ce niveau, Hallegatte et al. (2013) ont montré que dès 2050, les conséquences de l'élévation du niveau marin seront telles qu'elles nécessiteront l'adaptation des défenses côtières dans de nombreuses villes du littoral. Pour fixer les ordres de grandeurs, sans adaptation à la remontée du niveau marin, 0,2 à 4,6 % de la population globale serait soumise à des submersions marines de récurrence annuelle en 2100 si la remontée du niveau marin moyen global est comprise entre 25 et 123 cm (Hinkel et al., 2014). En raison de leur faible élévation et de leur taille réduite, de nombreuses îles basses sont menacées par une submersion partielle ou totale induite par la remontée du niveau marin lors du XXI^e siècle et au-delà.

Les estimations faites aux échelles globales, même si elles donnent des informations sur les tendances et ordres de grandeur, comportent un certain nombre de limites liées d'une part aux hypothèses de remontée du niveau marin utilisées dans ces études (prise en compte d'une remontée du niveau marin global absolu au lieu d'une remontée du niveau marin local relatif à la cote terrestre), d'autre part à la méthode utilisée pour estimer la submersion (hypothèses sur les phénomènes au large, projection statique de niveau de la mer sur une topographie donnée).

À titre d'exemple, on considère souvent que les effets indirects de la remontée du niveau marin sur la marée, les surcotes atmosphériques et les vagues sont négligeables.

Toutefois, des travaux de modélisation (Pickering et al., 2012) montrent que la remontée du niveau marin pourrait aussi modifier localement l'amplitude de la marée (augmentation ou diminution), par exemple dans des zones comme la Mer du Nord, mais aussi la Manche (Figure IV.3). Ainsi, pour une remontée du niveau marin de 2 m, toutes choses égales par ailleurs, l'amplitude de l'onde M2¹³ pourrait varier de ± 20 cm. Cet ordre de grandeur représente environ 10 % de la remontée du niveau marin considérée dans ces travaux. Pelling et al. (2014) montrent aussi la forte sensibilité de la marée aux stratégies d'adaptation côtières (ex : protection ou relocalisation). Cet exemple montre l'importance de caractériser les submersions marines futures à une échelle locale.

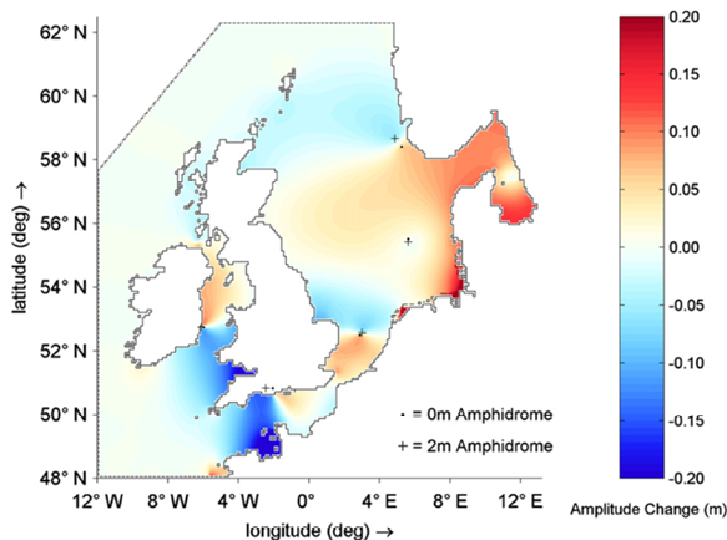


Figure IV.3 Modification de l'amplitude de l'onde M2 sous l'effet d'une remontée du niveau marin de 2 m. Source : Pickering et al. (2012).

Sur la submersion à l'échelle locale

En termes de processus de submersion, la remontée du niveau marin aura potentiellement des impacts sur chacun des trois modes de submersion cités plus haut :

- débordement : l'élévation du niveau moyen de la mer pourra faciliter la submersion par débordement ;
- franchissements par paquets de mer : sous l'hypothèse que la morphologie actuelle change peu, l'augmentation de la profondeur d'eau en proche côtier facilitera la propagation des vagues d'amplitude plus importante à la côte, augmentant ainsi le risque de franchissements des défenses naturelles ou anthropiques ;
- rupture : les plus fortes vagues arrivant à la côte pourront également générer des phénomènes d'érosion et de déstabilisation des ouvrages de défense, aboutissant à des ruptures.

De tels processus ne peuvent être caractérisés qu'à l'échelle locale. Les encadrés 1 et 2

¹³ Voir <http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/maree-et-courants/marees/ondes-composant-la-maree/>

présentent des exemples de telles réalisations.

Encadré 1: La modélisation numérique comme outil d'évaluation de l'impact de la remontée du niveau marin sur l'aléa submersion.

Les outils de modélisation hydrodynamique permettent aujourd'hui de représenter l'ensemble des processus marins (marée, surcotes, vagues, ...) du large jusqu'à la côte de manière satisfaisante. Pour ce qui concerne la modélisation des processus de submersion à terre, plusieurs approches ont été développées :

- la plus simple consiste à projeter un niveau marin extrême à la côte le long de contours topographiques, ce qui conduit généralement à surestimer les effets des tempêtes.
- les modélisations les plus avancées permettent de décrire toute la dynamique temporelle et spatiale de la submersion marine lors d'une tempête, et de calculer des vitesses d'écoulement.

Ces dernières modélisations s'appuient sur des outils développés récemment (Zijlema et al, 2011) et nécessitent une connaissance fine de la topographie, ainsi que de toutes les structures susceptibles d'être franchies ou au contraire de protéger de la submersion.

À titre d'exemple, nous présentons ici des travaux de modélisation d'un évènement de submersion passé : la submersion intervenue à Gâvres (Bretagne) lors de la tempête Johanna (10/03/2008). La simulation de cet évènement s'appuie sur une modélisation « emboîtée », allant de la modélisation au large des vagues et des niveaux d'eau, jusqu'à la submersion à terre, en prenant en compte explicitement le bâti (Le Roy et al., 2014). Le modèle utilisé a permis de reproduire la dynamique des phénomènes de submersion par franchissement, puis la propagation à terre, à une résolution spatiale de 1 m. Le résultat de cette modélisation est en très bon accord avec les observations disponibles et les témoignages d'habitants. Cet exemple illustre la maturité actuelle des outils de modélisation d'évènements de submersion complexe en milieu urbain.

Ce type de modèle est aujourd'hui de plus en plus utilisé pour estimer l'aléa submersion dans le cadre des plans de prévention des risques littoraux (PPRL), et donc pour caractériser non seulement l'aléa submersion actuel mais aussi l'aléa futur, sous l'hypothèse d'une remontée du niveau marin de 60 cm en 2100, conformément à la circulaire du 27 juillet 2011 et au guide méthodologique relatifs à la prise en compte du risque de submersion marine dans les PPRL.

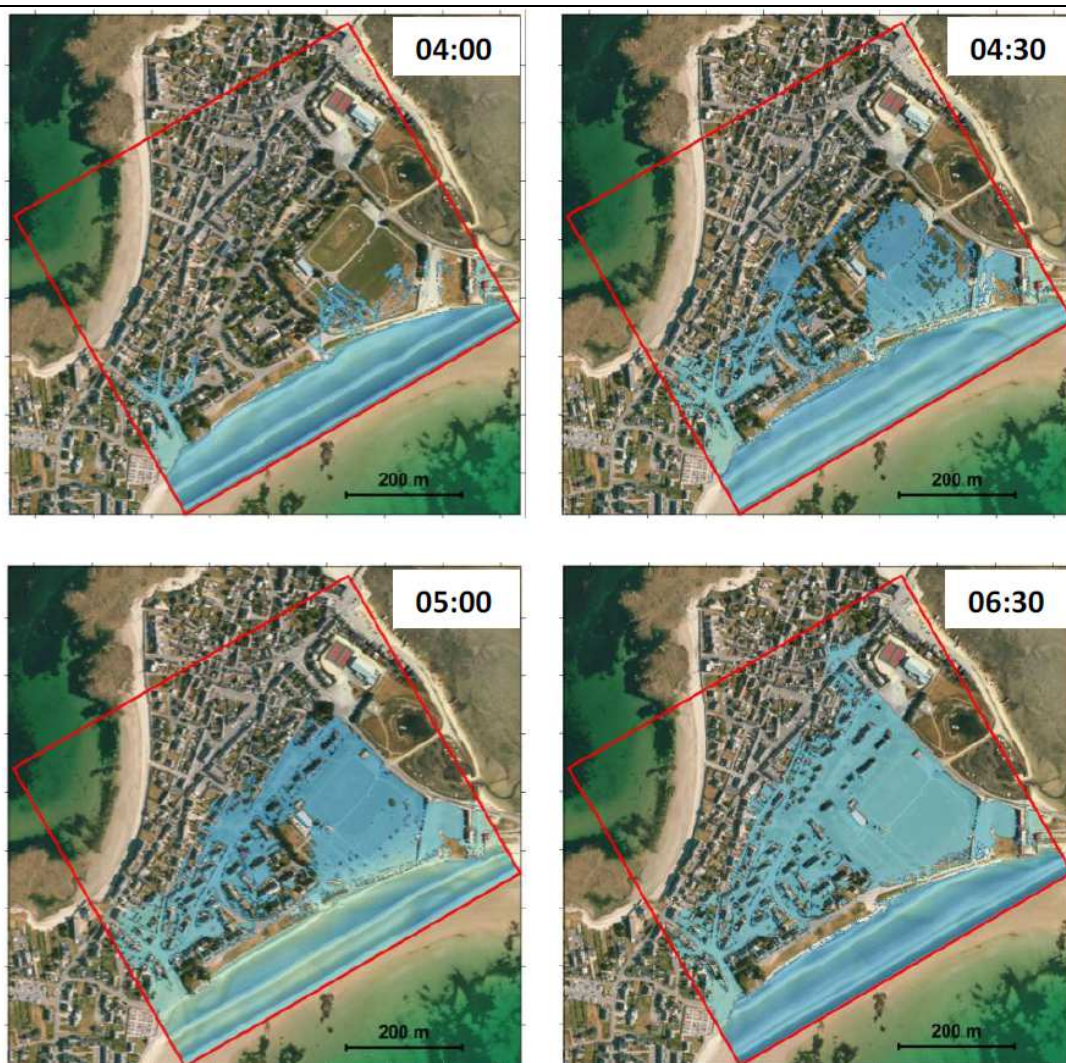


Figure IV.4 Modélisation de la submersion marine lors de l'évènement de tempête Johanna, le 10/03/2008, à Gâvres. Quatre instants de l'épisode de submersion sont représentés ici (heure UTC). Source : Le Roy et al. (2014).

Hypothèses, coûts et adaptation

A l'issue de nombreuses études d'impact de la remontée du niveau marin sur la submersion, une question récurrente porte sur la prise en compte des phénomènes d'érosion ou d'accrétion. En effet, une côte pour laquelle un stock sédimentaire suffisant serait disponible pourrait potentiellement s'adapter à une élévation du niveau marin à travers une translation du système vers l'intérieur des terres (résilience), alors qu'une côte à déficit sédimentaire verrait vraisemblablement augmenter les phénomènes de submersion permanente (recul moyen du trait de côte) et temporaires (érosions événementielles, brèches, etc.). Pour répondre à cette question, plusieurs travaux de recherche sur la modélisation à long-terme des littoraux sont en cours. Ce point sera particulièrement discuté

dans la section suivante IV.2.

Pour évaluer des coûts de dommages potentiels futurs, il est nécessaire de réaliser non plus une carte pour un scénario donné, mais une réelle carte d'aléa, croisant fréquence et intensité des submersions marines épisodiques, ainsi que les mouvements du trait de côte induits par la submersion permanente, l'érosion et l'accrétion. Il est également nécessaire de disposer de bases de données permettant d'évaluer les coûts des dommages directs constatés sur des événements passés. En pratique, les dommages potentiels induits par des événements de submersion aggravés par l'élévation du niveau marin sont difficiles à évaluer : par exemple, les travaux de Hallegatte et al. (2011) ont montré à travers l'exemple du cyclone Katrina (2005) que les dommages indirects ne pouvaient être déduits simplement d'une évaluation des dommages directs. En tout état de cause, des niveaux d'incertitude importants sont associés aux évaluations existantes des coûts potentiels des dommages induits par les submersions marines dans le contexte du changement climatique. De telles évaluations restent aujourd'hui des exercices de recherche.

Enfin, les travaux présentés ci-dessus portent sur l'estimation de la submersion induite en faisant l'hypothèse d'un scénario d'élévation du niveau de la mer donné (exemple : 60 cm). Cette approche est la plus couramment utilisée. Aujourd'hui, une question récurrente, en particulier en termes d'adaptation, est de savoir à quelle échéance la submersion dépassera une période de retour considérée comme critique. Ce type d'approche a été largement développé aux Pays-Bas, au travers « des tipping points » (Kwadijk et al., 2010).

Encadré 2 : le cas des grands estuaires : Seine et Gironde

À la potentielle aggravation des impacts à la côte due à la conjonction et aux interactions entre surcotes et vagues, s'ajoute une transformation de l'onde de marée lors de son passage dans des régions littorales à géométrie particulière. C'est notamment le cas des estuaires dont la géométrie influe fortement sur la propagation de l'onde depuis l'embouchure, pouvant conduire à son atténuation comme à son amplification. À l'interface entre fleuves et mers, les estuaires présentent en outre la particularité de subir les conséquences du changement climatique à deux titres : du fait des variations de niveau de la mer, d'une part, et à cause d'éventuelles variations des débits des rivières qui les alimentent d'autre part. Ces deux facteurs font des estuaires des lieux particulièrement sensibles aux variations climatiques.

Les impacts du changement climatique en estuaire ont fait l'objet de modélisations numériques, notamment dans le cadre du projet européen Theseus pour l'estuaire de la Gironde (Laborie et al., 2014), et de l'action de la commission CTeesMes pour la Seine (non encore publiée). Cet encadré présente des résultats obtenus dans le cadre de ces actions.

L'estuaire de la Gironde présente une sensibilité importante au changement climatique du fait de sa nature hypersynchrone : sa géométrie d'entonnoir est responsable d'une amplification de l'onde de marée depuis l'embouchure jusqu'à la confluence de la Dordogne et de la Garonne. Les surcotes observées à la côte peuvent donc se retrouver aggravées en amont. Le niveau de risque est encore augmenté lorsque les fortes surcotes surviennent de façon concomitante avec des débits élevés des deux fleuves qui l'alimentent,

voire un fort vent d'ouest qui favorise la retenue de l'eau dans l'estuaire. C'est la conjonction de deux de ces facteurs qui est responsable des événements catastrophiques survenus dans l'estuaire ces dernières décennies (1981, 1999 et 2010 notamment).

Les impacts du changement climatique sur l'estuaire de la Gironde ont été étudiés grâce à un modèle hydraulique alimenté par des données de niveau et surcote marins et de débits fluviaux pendant le XXI^e siècle. Les données de forçage maritime y sont établies par des simulations prospectives sur la base des scénarios de changement climatique du GIEC. À défaut d'évolution sensible des débits fluviaux, les données de débit utilisées reproduisent simplement les événements hydrologiques observés au cours des dernières années. Les résultats des simulations dans le cas du scénario A1B indiquent que les hauteurs d'eau pourraient atteindre, d'ici 2100, jusqu'à 80 centimètres dans certains secteurs à proximité de Bordeaux ou d'Ambès pour des événements hydrométéorologiques de périodes de retour centennales. Cette évolution reste plus limitée près de l'embouchure où la montée du niveau de la mer ne se reflète que partiellement dans l'augmentation des hauteurs d'eau lors d'événements climatiques, de 25 à 50 centimètres pour les événements centennaux. Les changements de l'équilibre des flux hydrauliques en provenance de la mer et des fleuves auront également une conséquence sur la dynamique sédimentaire, avec un déplacement moyen du bouchon vaseux vers l'amont. Celui-ci peut en particulier entraîner des restrictions supplémentaires de prélèvement pour la production d'eau potable pendant 1 à 2 mois (entre Ambès et Bordeaux).

L'estuaire de la Seine présente également une sensibilité importante au changement climatique, modulée par le débit de la Seine. Pour examiner cette question, un modèle hydrodynamique bidimensionnel fondé sur le code de calcul Telemac2D a été utilisé pour simuler l'impact de l'élévation du niveau marin sur les niveaux de pleine mer en estuaire de Seine et a produit des résultats pour des gammes de variations de débit et d'élévation du niveau marin jamais testées (Lemoine et al., 2014).

Les principaux résultats issus des simulations montrent que :

- l'amortissement de la propagation de l'élévation du niveau marin en estuaire est principalement régi par le débit de la Seine : plus le débit de la Seine est important, moins l'élévation du niveau marin se propage dans l'estuaire de la Seine ;
- pour les débits proches du débit moyen de la Seine (400 m³/s), l'élévation du niveau marin à la frontière maritime est retranscrite intégralement, voire amplifiée sur l'ensemble du linéaire de l'estuaire.

Le cas des structures portuaires

L'initiative CTeesMes pour la modélisation des submersions sur l'agglomération havraise a mis en évidence le phénomène de seiches dans les bassins portuaires. Les seiches sont des oscillations des plans d'eau dues à une résonance des ondes gravitaires entretenue par le régime marégraphique. Les modélisations réalisées ont montré une amplification possible des pics de marée à l'intérieur des bassins du port du Havre. Celles-ci peuvent atteindre 30 centimètres durant des événements climatiques importants.

Si le changement climatique a un impact modéré sur l'amplitude des ondes de marée et

donc des seiches, le différentiel de niveau qui en résulte n'en est pas moins conséquent et doit être pris en compte dans l'analyse des risques de submersion des zones à proximité du port. Le phénomène peut également conduire à limiter les plages temporelles utilisables pour l'exploitation portuaire.

IV.1.4. Synthèse sur les submersions marines

Au cours des dernières décennies et en moyenne globale, les niveaux marins extrêmes ont suivi la même tendance à la hausse que l'élévation du niveau de la mer. Ainsi, l'aggravation des submersions marines est la conséquence la plus immédiate de l'élévation du niveau de la mer. Localement, d'autres facteurs peuvent exacerber ou modérer ces tendances (ex : modifications de facteurs hydro-météorologiques tels que les vagues).

Pour l'avenir, la remontée du niveau marin sera vraisemblablement la cause principale d'aggravation de l'aléa de submersion. Or, l'attractivité actuelle des zones littorales conduit à une exposition accrue des personnes, habitations, infrastructures et entreprises aux risques de submersion temporaire. La combinaison de ces deux phénomènes est préoccupante dans les zones basses, avec un risque de submersion accru et/ou des coûts d'entretien des défenses côtières plus importants.

Les incertitudes importantes associées à la question de l'impact du changement climatique sur l'aléa submersion, mais aussi l'actualité de la question de notre inadaptation face à cet aléa, ouvrent la perspective d'actions de relocalisation des biens, des personnes et des activités : de telles actions, en réduisant l'exposition et la vulnérabilité actuelles aux aléas côtiers, ont un bénéfice immédiat et constituent un premier pas vers une adaptation au changement climatique.

IV.2. Impacts sur l'érosion côtière

Une seconde conséquence attendue de l'élévation du niveau marin est un recul du trait de côte, en particulier des littoraux bas et meubles (Wong et al., 2014). Le trait de côte marque l'interface entre la terre et la mer. De nombreux indicateurs peuvent être utilisés pour le tracer : limite de végétation permanente, pied de dune, pied ou sommet de falaise. En France, il est défini comme la ligne correspondant aux laisses des plus hautes mers pour une marée de coefficient maximal 120 dans des conditions météorologiques normales¹⁴.

IV.2.1. Phénomènes en jeu

Le trait de côte est susceptible d'évoluer de différentes manières en réponse à l'élévation du niveau de la mer (Figure IV.5) : si l'on suppose qu'aucun ajustement morphologique n'a lieu à mesure que le niveau marin s'élève, les zones les plus basses peuvent alors être inondées. Ce régime de submersion permanente peut par exemple être observé pour certains segments du delta du Chao-Praya en Thaïlande (Uehara et al., 2010). Au contraire, une baisse rapide du niveau de la mer sans ajustement morphologique se traduira par un régime d'émergence, avec un gain des terres sur la mer.

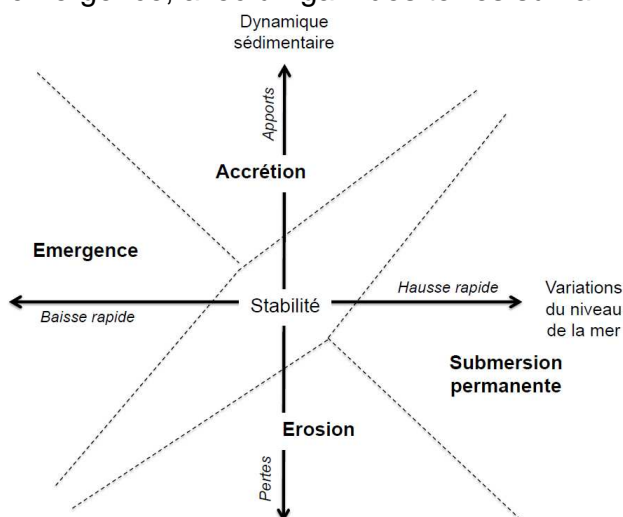


Figure IV.5 Différents modes d'évolution du trait de côte.

Dans le cas général, les littoraux ne réagissent pas de manière passive à l'élévation du niveau de la mer. En effet, les sédiments de la zone littorale peuvent être déplacés par de nombreux processus, notamment les vagues et les courants (Figure IV.6), modifiant ainsi l'aspect de la zone côtière (bathymétrie, topographie). Des matériaux peuvent être transportés par les fleuves jusqu'aux estuaires, ou bien prélevés sur les falaises ou des coraux, pour finalement être redistribués sur les côtes. Enfin, les activités humaines peuvent modifier cette dynamique de manière directe (ex : défenses côtières, rechargements en sable) ou indirecte (ex : modification des transports solides dans les bassins versants via des aménagements fluviaux ou des modifications d'occupation des sols).

L'évolution du trait de côte se manifeste à différentes échelles de temps

¹⁴ Définition officielle : <http://www.developpement-durable.gouv.fr/La-gestion-du-trait-de-cote-une.html>

(événementielle, saisonnière, interannuelle...) : à titre d'exemple, le recul de la côte sableuse d'Aquitaine s'effectue à un rythme de 1 à 3 m/an en moyenne (Bonneton et al., 2013), mais a atteint 20 m sur de nombreux sites après la succession de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (Bulteau et al., 2014). Lors de la seule tempête Xynthia, des reculs du trait de côte allant jusqu'à 20 m ont été observés sur des plages de Vendée et de Charente-Maritime (Figure IV.7). Ceci est encore plus vrai pour les côtes à falaise pour lesquelles sont souvent fournies des valeurs de recul annuel. Or, ces dernières relatent très mal la multiplicité des facteurs responsables des mouvements gravitaires, ainsi que l'évolution saccadée dans le temps (évolution souvent multidécennales) et dans l'espace de ces formes d'ablation. À titre d'exemple, le recul des falaises crayeuses de Seine Maritime est de l'ordre de 20 cm/an, mais des effondrements peuvent faire reculer le haut des abrupts de plus 10 à 15 m en quelques secondes (Costa et al., 2004). Ainsi, les littoraux sont des systèmes dynamiques, dont l'évolution ne peut s'expliquer par la seule élévation du niveau de la mer.

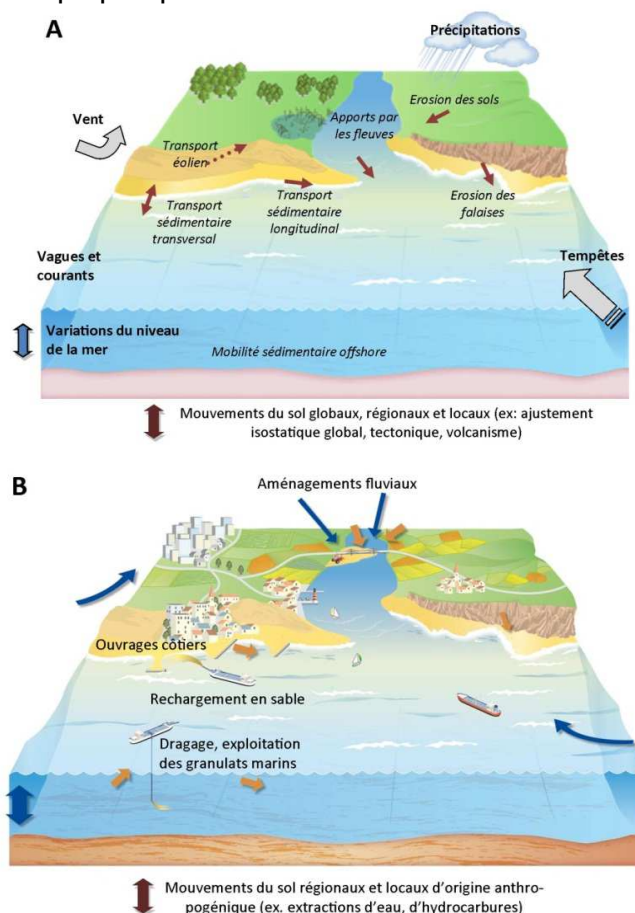


Figure IV.6 Processus naturels (A) et anthropiques (B) impliqués dans la mobilité sédimentaire en zones côtières. Les variables hydrométéorologiques indiquées en gras dans la figure A (exemple : vagues, précipitations) peuvent elles-mêmes être affectées par le changement climatique. Cependant, on considère généralement que l'élévation du niveau marin est la manifestation du changement climatique qui aura le plus d'impacts sur le recul du trait de côte dans les prochaines décennies à siècles. D'après Cazenave et Le Cozannet (2014).



Figure IV.7 Exemples de reculs dunaires consécutifs à la tempête Xynthia : à gauche : recul d'environ 8 m à St Jean de Monts ; à droite : recul ayant causé l'endommagement de maisons situées en première ligne à la Tranche sur Mer.

IV.2.2. Enseignements des observations

Les observations de mouvements du trait de côte proviennent en premier lieu de mesures in-situ ou de photographies aériennes anciennes. Dans les années 1970 et 1980, l'Union Internationale de Géographie a procédé à un inventaire des données disponibles afin de réaliser un état des lieux global du phénomène de recul du trait de côte aux échelles de temps décennales et multidécennales dans le monde (Bird, 1987). Cette étude a révélé que l'érosion du littoral était un phénomène global, affectant naturellement des falaises de roche tendre, mais aussi un certain nombre de deltas et de marais côtiers et les plages sableuses. En particulier, cette enquête a suggéré que 70 % des plages étaient actuellement en érosion. Si, dans la plupart des cas, les taux de recul du trait de côte observés ne dépassaient pas 1 m/an, ils représentent un enjeu significatif lorsque des constructions ont été réalisées dans le voisinage immédiat du trait de côte. L'étude de Bird (1987) ne portait que sur les données publiées à l'époque de sa réalisation et la situation vis-à-vis de l'érosion demeure aujourd'hui mal connue pour un grand nombre de zones côtières (par exemple les îles du Pacifique).

En Europe, les études Eurosion (www.eurosion.org) et Corinne Erosion Côtière ont procédé à un état des lieux de l'érosion. Elles ont mis en évidence que 30 % des plages étaient en recul en Europe (41 % en France métropolitaine), ce qui reste un chiffre élevé pour une forme géomorphologique d'accumulation. Elles ont montré également que 60 % des rivages limono-vaseux européens (49 % en France) sont actuellement en accrétion. Des travaux menés dans les départements d'outre-mer ont également permis de réaliser un premier état des lieux vis-à-vis de l'érosion : 25 % des 630 km de côtes de l'archipel Guadeloupéen sont en érosion contre 60 % de côtes dites stables et 12 % en accrétion (dont la moitié en raison de l'action de l'homme); à La Réunion, 50 % des côtes sont en érosion (De La Torre, 2004). Ainsi, les observations des mouvements du trait de côte montrent non seulement que l'érosion affecte une part significative du littoral dans le monde et en France, mais aussi qu'il existe des situations très diversifiées selon les sites, les régions, les différents types de côtes (plages, falaises, marais) et les forçages auxquels ils sont exposés (marées, courants, vagues, activités anthropiques).

Quel rôle joue l'élévation du niveau de la mer actuelle dans la crise érosive des littoraux observée par Bird (1987) ? L'analyse des observations disponibles montre que la

réponse à cette question dépend du contexte local. Ainsi, des régimes de submersion permanente ont été observés dans des zones actuellement en subsidence rapide (affaissement du sol), pour lesquelles le niveau de la mer relativement à la côte peut s'élever de plusieurs centimètres par an. À l'opposé, on peut observer l'accrétion, voire l'émergence, de certains littoraux affectés par des soulèvements du sol, vis-à-vis desquels le niveau de la mer baisse actuellement¹⁵.

Le rôle des facteurs locaux devient généralement prépondérant lorsque l'élévation du niveau de la mer se rapproche de la moyenne globale actuellement observée (Stive, 2004). Il semble que ce soit le cas de la majeure partie des côtes Françaises métropolitaines et d'outre-mer selon les données géodésiques (GPS permanents, nivellement, interférométrie radar satellitaire) et côtières actuellement disponibles¹⁶. Pour de nombreux sites, il est possible d'expliquer pourquoi le trait de côte est mobile : effets des vagues et des courants, de tempêtes, de cyclones ou d'activités anthropiques s'exerçant sur le stock de sédiments disponibles. Ces facteurs masquent la plupart du temps les effets de l'élévation du niveau de la mer actuelle, rendant impossible leur détection.

En résumé, les observations suggèrent qu'aucune relation systématique entre le phénomène global de recul du trait de côte et l'élévation du niveau de la mer ne peut aujourd'hui être clairement établie. Ce jugement est modéré par le fait que les données sur l'érosion demeurent aujourd'hui trop parcellaires pour conclure de manière définitive (Cramer et al., 2014). Il est donc nécessaire de poursuivre les efforts de collecte de données relatives à la dynamique sédimentaire côtière, afin de mieux comprendre les implications actuelles, mais aussi futures de l'élévation du niveau de la mer, notamment à travers la pérennisation d'observatoires locaux et régionaux (ex : Observatoire de la Côte Aquitaine, du Languedoc Roussillon, Réseau d'Observation du Littoral Normand-Picard ...). Ces efforts sont actuellement appuyés par la mise en réseau de différents observatoires du trait de côte grâce au soutien de l'Institut National des Sciences de l'Univers (Dynamil) ou encore du ministère de l'Écologie et du Développement Durable dans le cadre de la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de Côte.

IV.2.3. Impacts potentiels du changement climatique

Si l'aggravation des submersions marines est la conséquence la plus immédiate de l'élévation du niveau de la mer (Nicholls et Cazenave, 2010), les conséquences pour l'érosion pourraient être très différentes selon le scénario d'émissions de gaz à effet de serre. Si l'objectif de 2 °C est atteint, nous avons vu plus haut (section III.1.1.) que le niveau de la mer pourrait ne s'élever que de quelques dizaines de centimètres. De tels scénarios pourraient n'avoir que des conséquences modérées sur le recul du trait de côte. Au contraire,

¹⁵ Dans les deux cas, cependant, des contre-exemples existent. Le cas de la mer Caspienne pour laquelle le niveau de la mer s'est élevé de 3 m en 18 ans peut illustrer cette situation : si dans de très nombreux secteurs, de nombreuses parties du trait de côte ont reculé, quelques secteurs demeurent en accrétion, en raison d'une dynamique sédimentaire très active ou d'activités humaines (Kakroodi et al., 2014). Ainsi, même dans des cas pour lesquels l'élévation du niveau de la mer est très rapide, ses effets peuvent parfois être compensés par une dynamique sédimentaire très active. Ceci montre le rôle majeur que peuvent avoir des facteurs côtiers locaux dans les mouvements du trait de côte.

¹⁶ On peut cependant noter le cas particulier de la Guyane, pour lequel Gratiot et al. (2008) ont observé une cohérence temporelle entre la position de la limite de la mangrove et les cycles de marée de 18,6 ans. Leur étude suggère donc que les mangroves de Guyane sont très sensibles à de petites variations du niveau de la mer.

si la trajectoire d'émission suit ou excède les scénarios RCP6.0 ou RCP8.5, l'élévation du niveau de la mer dépassera le mètre après 2100, voire avant pour des projections extrêmes du niveau de la mer, ce qui aura des conséquences majeures pour l'érosion des littoraux meubles et la submersion permanente de zones basses. S'il demeure possible de financer la protection de villes côtières pour ces scénarios, la seule adaptation économiquement viable consiste à se retirer de nombreuses zones côtières rurales ou périurbaines, parmi les plus basses (Wong et al., 2014).

La première source d'incertitudes concernant les impacts de l'élévation du niveau de la mer sur l'érosion est donc le scénario de variation du niveau marin lui-même. La seconde est liée aux modèles permettant de quantifier le recul du trait de côte induit par l'élévation du niveau marin (Wong et al., 2014 ; Cooper et Pilkey, 2004). Avec les développements récents dans le domaine de la modélisation morphodynamique long terme, il devient possible de mieux anticiper les changements du trait de côte induits par l'élévation du niveau de la mer (Ranasinghe et al., 2012, Splinter et al., 2014). De plus, la dynamique sédimentaire peut être affectée par d'autres manifestations du changement climatique, notamment des changements d'orientation des vagues (Slott et al., 2006 ; Idier et al., 2013 ; Johnson et al., 2014). Il demeure donc aujourd'hui difficile d'estimer avec exactitude le recul du trait de côte futur à différentes échéances temporelles. En revanche, les zones les plus exposées à ces risques d'érosion sont aujourd'hui bien identifiées (Gornitz, 1991) : il s'agit avant tout des littoraux meubles, particulièrement ceux pour lesquels un déficit sédimentaire est actuellement observé.

En France métropolitaine, les régions du Languedoc, du delta du Rhône et de l'Aquitaine sont particulièrement concernées (Paskoff, 2004), mais le reste de la côte atlantique et la plaine de Corse orientale le sont également. En revanche, dans un premier temps, les conséquences de l'élévation du niveau de la mer devraient rester limitées pour les marais côtiers qui sont aujourd'hui le plus souvent en accrétion. Les lagunes littorales dont les cordons protecteurs sont les plus fragiles pourraient également être exposées à la montée du niveau marin. Celles-ci deviendraient alors plus larges, plus profondes et leurs eaux deviendraient plus salées (Paskoff, 2004). L'élévation du niveau de la mer ne devrait pas non plus significativement accélérer le recul des côtes de falaises de Haute-Normandie ou du Pays Basque. Dans ces régions, les besoins d'adaptation apparaissent donc plus localisés.

Les risques induits par le recul du trait de côte futurs dépendent non seulement des conséquences du changement climatique, de la dynamique sédimentaire côtière locale et régionale, mais aussi de l'exposition des infrastructures à l'aléa recul du trait de côte et de la dynamique démographique. Quelles que soient les zones côtières affectées par une nouvelle littoralisation, il conviendra de faire en sorte que l'exposition aux risques ne s'accroisse pas, en décourageant les nouvelles constructions dans les zones les plus exposées. En Outre-Mer, peu de scénarios de mobilité du trait de côte ont été réalisés¹⁷. Pourtant, l'adaptation peut s'y révéler particulièrement complexe, car les zones basses côtières y sont des zones essentielles pour le développement.

IV.2.4. Synthèse sur l'érosion côtière

Une part significative des côtes – notamment des plages sableuses - sont actuellement

¹⁷ Les zones les plus vulnérables ont cependant été identifiées à La Réunion (Explore 2070).

en recul en France et dans le monde. Pourtant, très peu d'études ont pu quantifier précisément la part de l'élévation du niveau de la mer sur l'évolution du trait de côte actuellement observé. Au contraire, d'autres processus tels que les effets couplés des vagues et des courants ont actuellement des influences beaucoup plus importantes sur l'évolution du trait de côte, masquant ainsi les effets de l'élévation du niveau de la mer actuelle.

Les impacts futurs de l'élévation du niveau marin sur le recul du trait de côte sont potentiellement très importants. Même si la quantification exacte de ces derniers est aujourd'hui difficile, on peut distinguer deux cas selon les échelles de temps et les scénarios d'émissions de gaz à effet de serre:

- sur le court terme (quelques dizaines d'années), et vraisemblablement davantage pour le scénario d'élévation du niveau de la mer correspondant au RCP 2.6, l'évolution du trait de côte sera affectée par l'élévation du niveau de la mer, mais dépendra fortement de la dynamique hydro-sédimentaire locale et régionale et des actions humaines. En effet, dans ce cas, l'élévation du niveau de la mer ne sera que de quelques dizaines de centimètres en général. Aussi, selon les sites, un large spectre d'options d'adaptation pourra être envisagé.
- sur le long terme (2070 et au-delà), l'évolution du trait de côte dépendra des scénarios d'élévation de niveau de la mer et d'émission de gaz à effet de serre : pour des scénarios d'émissions tels que le RCP 6.0 ou 8.5, il est vraisemblable que l'élévation du niveau de la mer dépassera le mètre après 2100, voire avant pour des projections extrêmes du niveau de la mer. De tels scénarios ne peuvent se traduire que par des effets majeurs sur les littoraux bas et meubles, induisant des reculs du trait de côte importants, mais qu'il demeure aujourd'hui difficile de quantifier avec exactitude.

Quel que soit le scénario d'émissions anticipé, deux mesures d'adaptation peuvent d'ores et déjà offrir des bénéfices immédiats: la première consiste à éviter l'aggravation de l'exposition aux risques côtiers, en considérant l'élévation du niveau de la mer dans la gestion des risques, y compris pour des infrastructures sensibles à longue durée de vie. La seconde vise à préserver de l'espace pour les processus de transports sédimentaires littoraux, afin de permettre aux systèmes côtiers de s'ajuster naturellement à de nouvelles conditions environnementales.

IV.3. Impacts sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers

Les aquifères littoraux constituent des ressources en eau souterraine importantes tant pour les activités humaines (alimentation en eau potable, usages agricoles, industriels, touristiques et conchylicoles) que pour l'environnement (zones humides littorales, marais et lagunes côtières situées à l'exutoire de ces nappes) et ce dans de nombreuses régions du monde. Par ailleurs, le littoral est le lieu d'un développement économique et démographique intense où vit environ 60 % de la population mondiale sur une bande de 60 kilomètres de large.

Dans ce contexte particulier, l'eau douce qui s'écoule vers la mer entre en contact avec l'eau de mer. Une zone d'interface se forme entre l'eau douce plus légère et l'eau de mer sous-jacente dont la densité est plus importante. Cette interface n'est pas statique en cas de surexploitation de l'aquifère par exemple ; on parle alors d'intrusion marine.

Les aquifères côtiers sont plus ou moins sensibles aux intrusions salines en conditions naturelles ou sous influence anthropique (prélèvement par pompage), en fonction de leur structure, de leur hétérogénéité et de leur relation avec les eaux de surface. En effet, l'impact d'une invasion d'eau salée dans un aquifère littoral peut se révéler souvent irréversible. Une augmentation du niveau marin associée aux changements climatiques aura comme conséquence la migration de l'interface eau douce/eau salée vers le continent, i.e. de l'intrusion saline (Werner et Simmons, 2009). Une bonne compréhension d'une intrusion saline induite par une augmentation du niveau marin est donc essentielle pour la gestion des ressources des aquifères côtiers (Watson et al., 2010).

Pour une nappe, le niveau piézométrique (niveau d'eau de l'aquifère) s'élève généralement vers l'intérieur des terres (zones de recharge de l'aquifère). L'intrusion d'eau salée a la forme d'un biseau qui plonge sous la nappe d'eau douce, d'où son appellation commune de « biseau salé » (Figure IV.8). Ce contact entre ces eaux de densités différentes va évoluer suivant les lois de la diffusion et de l'hydrodynamique en fonction d'un contexte géomorphologique, lithologique et hydrogéologique propre à chaque région mais également par rapport à la recharge et à l'exploitation de l'aquifère. À noter, que du fait de la miscibilité des fluides, l'interface n'est pas nette mais correspond à une zone de transition.

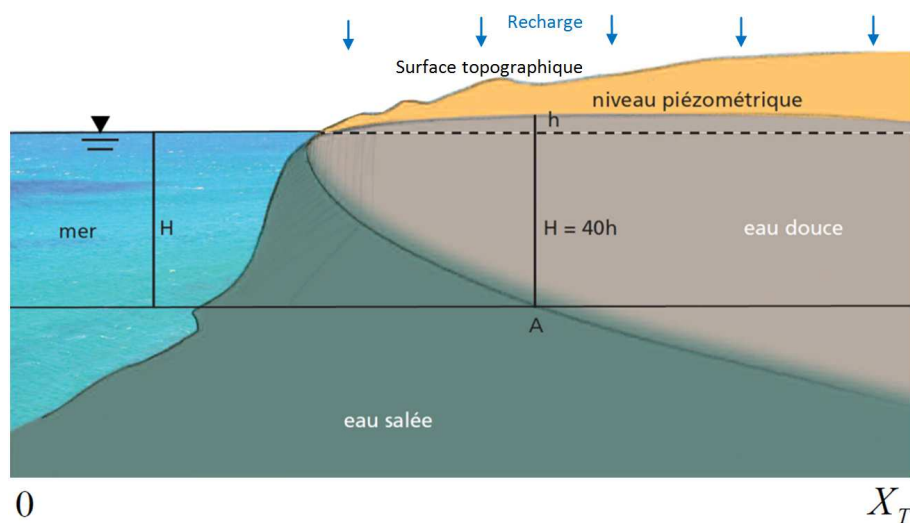


Figure IV.8 Coupe schématique perpendiculaire au littoral selon Ghyben-Herzberg. Source : Frissant et al. (2005).

Des solutions analytiques ont été développées afin de représenter l'interface eau douce / eau salée et notamment l'approximation du modèle dit de Ghyben–Herzberg qui permet d'examiner le cas d'un aquifère côtier libre, isotrope, soumis à une recharge en régime permanent pour des fluides non miscibles avec une interface nette entre les deux fluides (Figure IV.8). Ainsi, en un point quelconque de l'aquifère, l'interface entre l'eau douce et l'eau salée se situe sous le niveau de la mer à une profondeur égale à 40 fois l'élévation du niveau piézométrique au-dessus du niveau de la mer, considérant une masse volumique moyenne pour l'eau salée de 1,025. Sous cette approximation, la position de l'extension du biseau salé X_T peut être déterminée selon Strack (1976) en fonction du flux d'eau douce vers la mer, de la recharge de l'aquifère, de la conductivité hydraulique et de l'altitude du niveau marin par rapport à la limite inférieure du biseau salé.

Les aquifères côtiers et insulaires en France métropolitaine (5500 km de côte) et dans les DOM-COM constituent des ressources en eaux souterraines importantes pour les usages d'alimentation en eau potable, agricoles, industriels et touristiques. À l'échelle de la France métropolitaine, on dénombre quelques 95 aquifères superficiels et 17 aquifères profonds côtiers (Petit et al., 1996). Les aquifères côtiers des DOM-COM sont de type volcanique, carbonaté potentiellement karstique, sédimentaire alluvial et des aquifères de socle.

Une carte de la vulnérabilité spécifique des nappes souterraines vis-à-vis d'une intrusion marine en contexte de surélévation du niveau marin de plus de 2 m est présentée sur la Figure IV.9 (Dörfliger et al., 2011). Cette carte intègre les données relatives à la nature des terrains réservoirs souterrains et la pression des prélèvements.

IV.3.1. Phénomènes en jeu

La compréhension de l'intrusion marine associée à une augmentation du niveau marin est importante pour la gestion future des aquifères côtiers. Elle est abordée en considérant trois cas avec les conditions aux limites suivantes au niveau de l'interface "aquifère-mer" :

- une limite contrôlée par un flux d'eau douce vers la mer ne variant pas lors d'une augmentation du niveau marin, car on suppose que l'augmentation du niveau piézométrique de l'aquifère est concomitante à la montée du niveau marin ;
- une limite contrôlée par un niveau piézométrique maintenu constant malgré l'augmentation du niveau marin (Werner et Simmons, 2009) ;
- une augmentation du niveau marin associée à une remontée générale du niveau piézométrique (Chang et al., 2011).

À titre d'illustration, pour une élévation du niveau marin de 1,5 m, dans le premier cas des « systèmes à flux constant », la valeur maximale de la migration de l'extension du biseau salé X_T , est de 45 m, pour des valeurs de recharge comprises entre 40 et 120 mm/an, une conductivité hydraulique de 10^{-4} m/s et une profondeur d'aquifère comprise entre 30 et 50 m.

Dans le cas de systèmes avec un niveau piézométrique de l'aquifère maintenu constant, l'augmentation du niveau marin est à l'origine d'une diminution du gradient hydraulique vers la mer. La migration de l'interface eau douce/eau salée vers l'intérieur des

terres serait alors de l'ordre de plusieurs centaines de mètres à 1 km pour la même élévation de 1,5 m du niveau marin (Werner et Simmons, 2009).

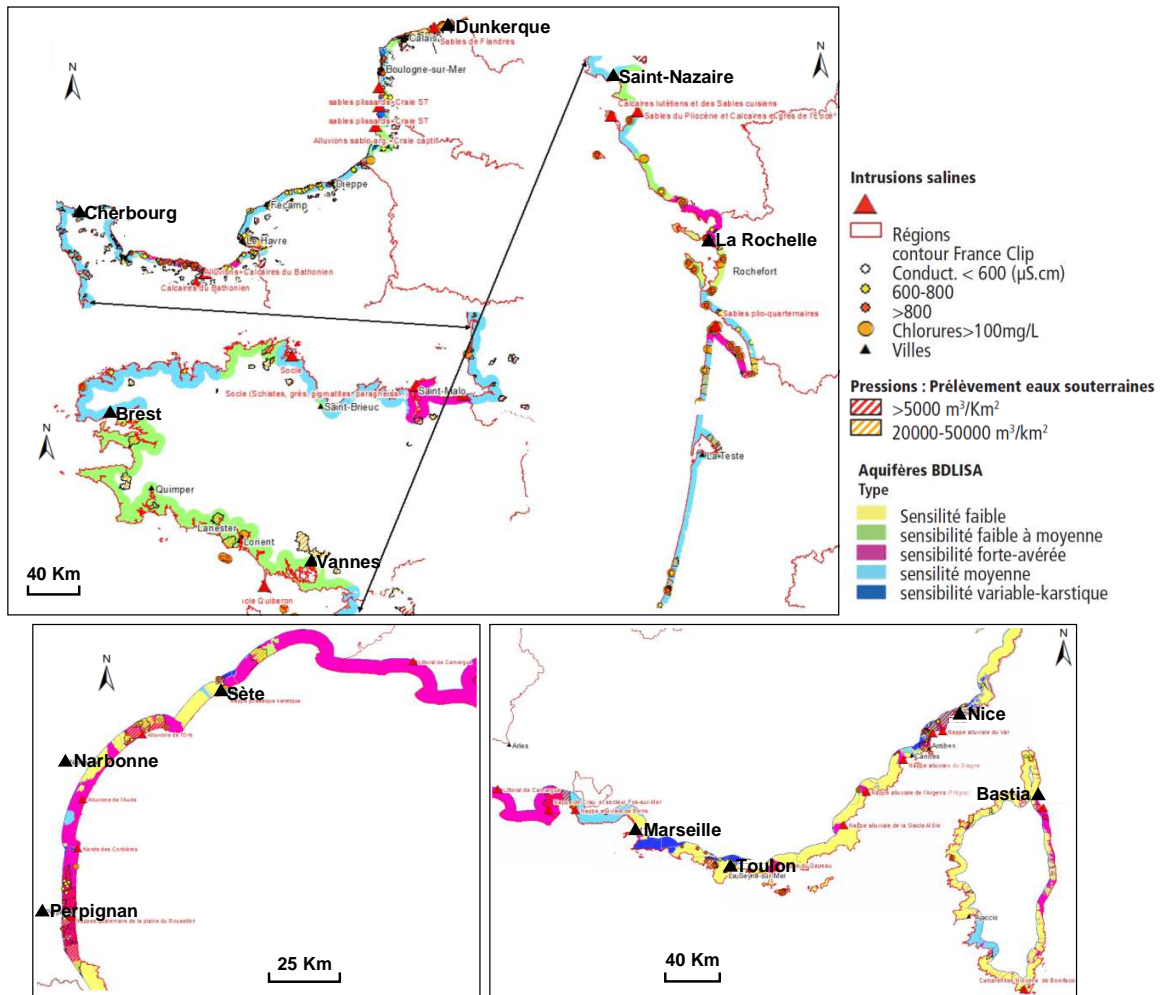


Figure IV.9 Carte de vulnérabilité des aquifères côtiers en France Métropolitaine à la remontée du niveau marin de +2 m et pression par prélèvements. Source : Dörfliger et al. (2011).

La simulation de ces deux premiers cas à partir d'un modèle conceptuel simple permet ainsi de montrer qu'une faible remontée du niveau marin peut entraîner une progression significative de l'interface eau douce/eau salée, sans prendre en compte une influence anthropique. L'évaluation des hétérogénéités spatiales et temporelles des paramètres des aquifères côtiers vis-à-vis d'une augmentation du niveau marin n'est pas prise en compte dans cette approche.

Un troisième cas pour ce type de modèle conceptuel est présenté par Chang et al. (2011) qui supposent une remontée du niveau piézométrique sur l'ensemble de l'aquifère. Cette remontée est liée à l'augmentation du niveau marin, après une longue période de temps, correspondant à la mise en place d'un nouvel équilibre hydrostatique. Intuitivement, l'élévation des niveaux piézométriques va mécaniquement contrecarrer ou réduire les impacts

de l'élévation du niveau de la mer. Tous les impacts ne sont pas cependant clairement définis dans cette étude. Les auteurs concluent que les changements du niveau de la mer affecteront peu ou pas les intrusions salines (Figure IV.10).

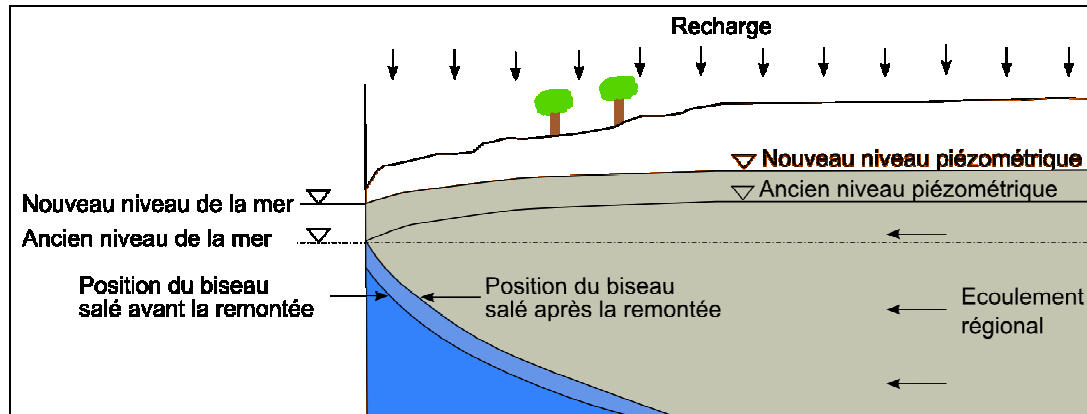


Figure IV.10 Modèle conceptuel de l'impact d'une augmentation du niveau marin sur le biseau salé avec prise en compte d'une augmentation du niveau piézométrique sur l'ensemble de l'aquifère. D'après Chang et al. (2011).

Les résultats de ces modèles conceptuels sont basés sur des simulations réalisées pour des aquifères théoriques avec des propriétés homogènes. Par ailleurs, l'hypothèse de flux constants au sein de l'aquifère est retenue, sans prise en compte des phénomènes de transport, alors que les effets du changement climatique pourraient modifier de manière importante la recharge et les flux à l'échelle régionale. L'impact des prélèvements sur le biseau salé pourrait être prédominant par rapport à la variation du niveau marin, comme l'indique Loáiciga et al. (2011) pour la simulation de scénarios au niveau de l'aquifère proche de la ville de Monterrey, en Californie.

Les résultats de ces différents modèles conceptuels sont cependant nécessaires pour appréhender les enjeux concernant les aquifères lors d'une augmentation du niveau marin à grande échelle. L'évaluation des impacts détaillés nécessite de mener des études spécifiques prenant en considération la géométrie, les hétérogénéités, les paramètres hydrauliques, la recharge et les prélèvements.

IV.3.2. Enseignements des observations

Une recherche bibliographique sur les effets observés de la remontée du niveau marin sur les intrusions salines n'a pas apporté d'exemple d'étude sur ce sujet. Il y a plusieurs explications :

- la remontée des niveaux marins est pour l'instant trop faible pour influencer les intrusions salines dans de nombreux contextes côtiers. Depuis la fin du XIX^e siècle, l'augmentation du niveau moyen global des océans est de l'ordre de 20 cm, avec sur les 20 dernières années une remontée d'environ 5 cm (Section II.3.1). En se basant sur les modélisations numériques de cas théoriques (Chang et al., 2011), l'élévation du niveau marin provoquerait une remontée du biseau salé du même ordre de grandeur que celle de la hausse du niveau de la mer, soit quelques centimètres depuis 20 ans

pour les aquifères libres. C'est une valeur négligeable pour la plupart des aquifères, mais elle n'est pas extrapolable à tous les contextes hydrogéologiques (faible gradient hydraulique, faible alimentation de l'aquifère, topographie peu marquée...). En tenant compte de l'hypothèse d'un « système à flux constant », la remontée de quelques centimètres n'entraînerait un mouvement du biseau salé que de l'ordre du mètre.

- L'impact des prélèvements des eaux souterraines dans les aquifères côtiers est plus important que l'impact de l'élévation du niveau de la mer (Ferguson et Gleeson, 2012). Ainsi, les ordres de grandeur de l'influence de l'exploitation des aquifères littoraux sur les intrusions salines sont considérablement plus importants. D'autre part, leur évolution est plus rapide que celle de la remontée actuelle du niveau marin : plusieurs mètres de remontée de l'interface en quelques mois par exemple. Ils masquent alors aisément l'impact de la remontée du niveau marin.
- Les chroniques du suivi des interfaces eau douce – eau salée sont trop courtes et trop rares pour l'instant. Elles débutent seulement dans les années 2000 environ pour des raisons techniques (disponibilité de sondes de mesures de la conductivité à des coûts abordables). Ainsi, sur cette période de mesure, depuis 2000, l'augmentation du niveau marin à Brest est d'environ 3,5 cm (en retenant une tendance de 2.48 mm/an sur la période 1980-2007) ; elle est insuffisante pour l'identifier par rapport aux autres facteurs (variabilité de la recharge et exploitation des aquifères par pompage). À noter que la mise en place de ces réseaux de suivi est en augmentation (51 points suivis en conductivité, par exemple, sur l'île de La Réunion) et qu'une stratégie nationale se met en place à cet effet.

L'impact de la remontée du niveau marin actuel sur les intrusions salines est actuellement limité. Cependant, ce constat n'est pas à extrapoler pour le futur, car le niveau de la mer continuera à augmenter (Section III) et parce qu'il y a des contextes littoraux vulnérables et favorables aux intrusions salines. Comme pour les autres impacts étudiés, la caractérisation des phénomènes par des chroniques de données suffisamment longues est indispensable pour progresser dans la connaissance de l'évolution à long terme des aquifères côtiers.

IV.3.3. Impacts potentiels du changement climatique

Les effets du changement climatique, notamment la modification du niveau marin et la recharge des aquifères, impacteront les aquifères côtiers sur les aspects suivants :

- modification des intrusions salines et migration dans des proportions variables de l'interface eau douce – eau salée ;
- inondation des zones basses par de l'eau de mer et infiltration de l'eau de mer vers les aquifères libres ;
- remontée de front salé via les estuaires et infiltration vers les aquifères libres ; phénomène qui pourrait être accentué par la baisse des débits des cours d'eau du fait du changement climatique et/ou l'augmentation des prélèvements ;
- contamination des eaux souterraines par le bore, en plus des chlorures des eaux marines au niveau des plaines d'inondation ;
- modification de la recharge des aquifères due à une variabilité spatio-temporelle des

précipitations et de l'évapotranspiration ainsi que du volume d'eau douce et de la répartition d'eau douce dans les aquifères ;

- modification des zones de décharge des aquifères pouvant impacter les écosystèmes des zones humides ;
- augmentation du niveau piézométrique associée à l'élévation du niveau marin et à la modification du régime des précipitations pouvant occasionner des impacts sur des infrastructures du sous-sol (système d'assainissement, réservoirs enterrés, etc.).

L'intensité de ces impacts peut varier de manière significative selon les lieux, la nature des aquifères, et leurs modalités d'exploitation. Les impacts associés aux modifications des régimes de recharge et de décharge peuvent être aussi naturellement influencés par la variabilité climatique. Pour certains aquifères, l'exploitation des eaux souterraines par forage (pompage) peut accentuer les impacts potentiels du changement climatique et de l'augmentation du niveau marin.

Des simulations de modification du niveau marin, +0,6 m, +1 m et + 2 m, pour des conditions de prélèvements identiques à l'actuel et pour une année climatique moyenne au niveau du secteur littoral du Marais poitevin ont été réalisées à l'aide d'un modèle en coupe 2D verticale prenant en compte la salinité (teneur en chlorure) et la densité (Dörfli et al., 2011). Le positionnement de ces transects et les résultats associés sont visibles sur la Figure IV.11. Sur ces transects sont indiquées la remontée d'un front salé de 100 mg.L⁻¹ selon l'altitude (Z) et la distance à la côte en fonction de la remontée du niveau marin et de la période : hautes eaux ou basses eaux. En supposant le trait de côte inchangé, les scénarios de remontée de +0,6 et +1 m n'engendrent qu'un faible déplacement du front salé pour une année moyenne (moins d'une dizaine de mètres). Avec une remontée océanique de 2 mètres (et en fonction des paramètres intégrés dans le modèle), le front de 100 mg.L⁻¹ pourrait se déplacer de plusieurs dizaines de mètres.

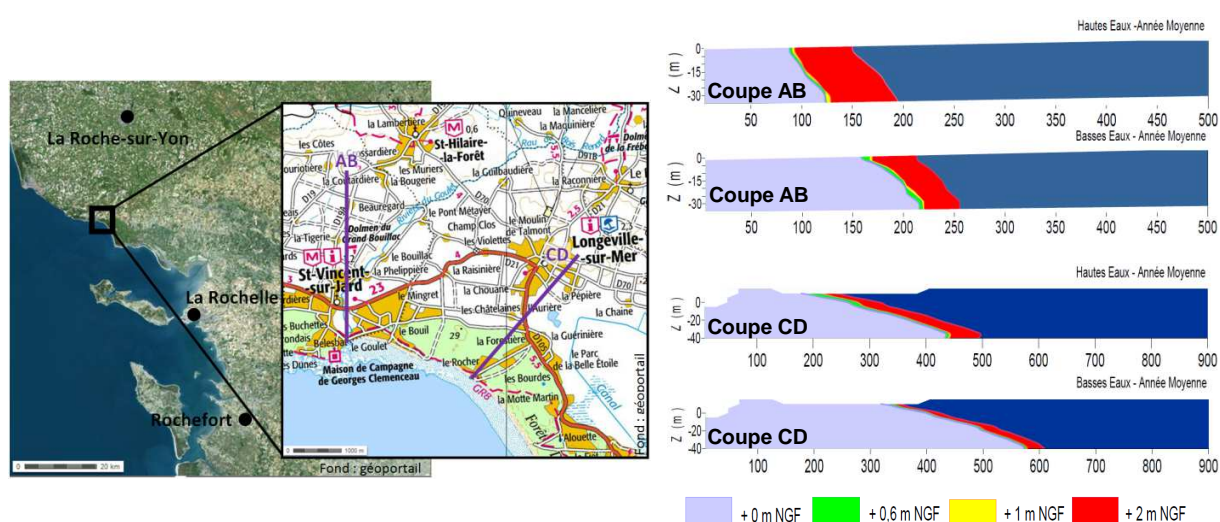


Figure IV.11 Avancée du biseau salé simulé pour différents scénarios de remontée océanique sur deux transects du Marais poitevin (le front équivaut à une concentration de 100 mg.L⁻¹ de chlorures).

Sur la Guadeloupe, des simulations ont été effectuées à l'échelle de l'aquifère de Grande Terre. Les cartes de la figure IV.12 montrent l'évolution de la saturation en eau salée de l'aquifère pour une remontée du niveau marin de 1 mètre. Ainsi, le modèle met en évidence une légère augmentation de la salinisation du littoral vers les terres sur l'ensemble du territoire de Grande-Terre. Les secteurs dont le niveau piézométrique est inférieur à 2 mètres d'altitude et où le gradient piézométrique est faible sont les secteurs les plus sensibles.

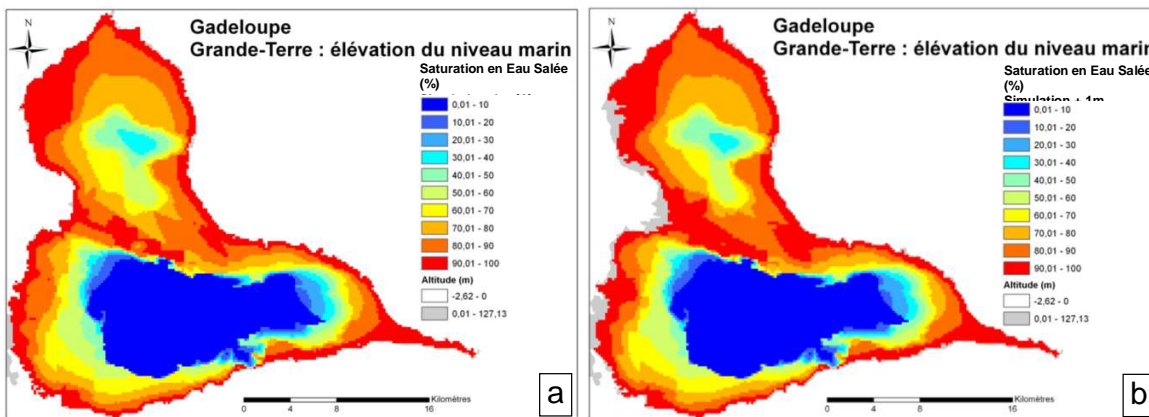


Figure IV.12 Saturation de l'aquifère en eau salée pour la situation de référence et pour une élévation du niveau marin de 1 m en Guadeloupe. La figure (a) montre la situation actuelle (situation REF), la figure (b) montre la simulation avec une élévation du niveau marin de 1 m. Source : Dörfliger et al. (2011).

IV.3.4. Synthèse sur les intrusions salines

Les ressources d'eau douce des aquifères côtiers sont essentielles aux différents usages du littoral. L'augmentation du niveau marin sous l'effet du changement climatique pourrait engendrer une accentuation de l'extension des intrusions salines dans les aquifères côtiers.

Toutefois, l'impact du changement climatique avec les modifications de la recharge des aquifères liées à l'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration, et l'impact anthropique des prélèvements dans les aquifères côtiers, pourraient avoir des conséquences plus importantes que la seule remontée du niveau marin. L'augmentation de la salinité des nappes littorales pourrait être le fait de la conjugaison de différents facteurs : augmentation des prélèvements, conditions de recharge différentes, augmentation du niveau marin, infiltration au niveau de zones inondées lors de submersion, etc.

Par ailleurs, il y a de nombreuses incertitudes quant à l'impact d'une augmentation du niveau marin sur l'intrusion saline au sein des aquifères côtiers du fait de la complexité des processus mis en jeu et de la spécificité locale de ces derniers. À l'heure actuelle, il n'existe pas d'éléments permettant de caractériser les effets de remontée océanique sur l'évolution de la salinité de ces nappes littorales. Enfin, il existe peu de réseaux de suivi qui pourraient mettre en évidence ce phénomène sur le littoral français.

Une caractérisation de la vulnérabilité à l'échelle des aquifères côtiers métropolitains et des DOM-COM selon une approche simplifiée de cartographie a permis de mettre en évidence

les aquifères potentiellement les plus sensibles et d'émettre des recommandations en termes de suivi et de gestion des aquifères côtiers passant par des études détaillées ciblées (Dörfliger et al., 2011).

IV.4. Impacts sur les infrastructures côtières et portuaires

Les infrastructures côtières ont pour fonction de protéger le littoral vis à vis des risques naturels (érosion marine, submersion) ou de réduire l'agitation du plan d'eau. Si les ouvrages de haut de plage représentent le type de construction le plus largement répandu, selon les conditions locales de marnage notamment, des ouvrages transversaux ou des brises-lames (émergés ou submergés) sont également réalisés. L'inventaire des ouvrages relevés sur le littoral métropolitain dans le cadre du projet SAO POLO en 2012 conduit à un linéaire d'environ 500 km d'infrastructures côtières se répartissant comme suit :

- ouvrages de haut de plage : 407 km (81,7%) ;
- ouvrages transversaux : 83 km (16,7 %) ;
- brise-lames : 8 km (1,6%).

Concernant les ouvrages portuaires (Figure IV.13), deux grands types peuvent être distingués :

- les digues à talus : ce sont des ouvrages dont la face exposée à la mer est composée soit d'enrochement naturel, soit de blocs en béton ;
- Les digues verticales : en béton ou en maçonnerie, la face exposée à la mer est verticale ou très fortement pentue.

L'arrière de ces ouvrages peut être le plan d'eau du port, une voie de circulation, un parking, un terre-plein ou un quai. En France métropolitaine (hors Corse), 180 kilomètres de digues portuaires ont été répertoriés :

- 139 km de digues à talus (dont 113 km en enrochement naturel et 26 km avec une carapace en blocs bétons) ;
- 41 km de digues verticales.

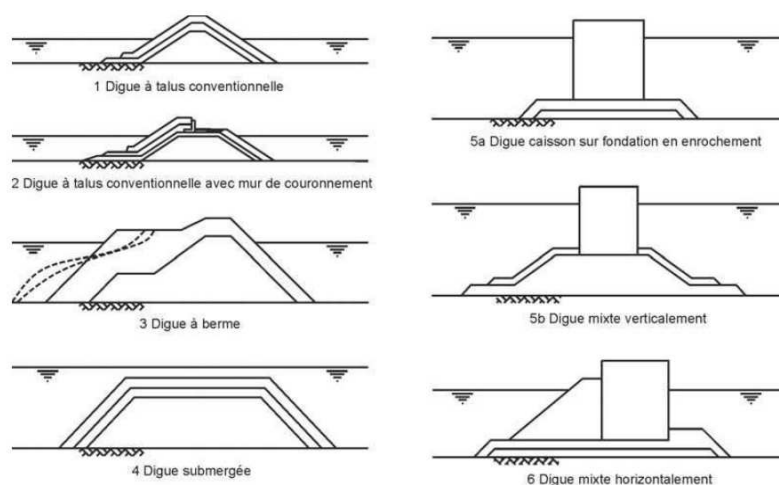


Figure IV.13 Coupes-types de différentes digues. Source : CIRIA, CUR, CETMEF (2009).

Les digues sont des ouvrages extrêmement coûteux et construits pour plusieurs décennies ; certains ont des enjeux économiques ou patrimoniaux importants. Il est donc capital d'anticiper les changements globaux attendus pour adapter les structures en service et réviser si nécessaire la conception des nouveaux ouvrages.

IV.4.1. Phénomènes en jeu

Les ouvrages de protection côtière et portuaire sont dimensionnés à partir des données de forçages météo-marins et des conditions géotechniques de fondation. Les contraintes hydrauliques principales sont la houle incidente et le niveau marin (Figure IV.14). Le changement climatique aura donc une influence sur les sollicitations sur ces ouvrages (Hawkes et al., 2010). On peut penser qu'il induira principalement deux effets à prendre en compte : la modification des houles au large (hauteur, période, direction ; Hemer et al., 2013), et l'augmentation du niveau marin (niveau moyen, surcotes marines).

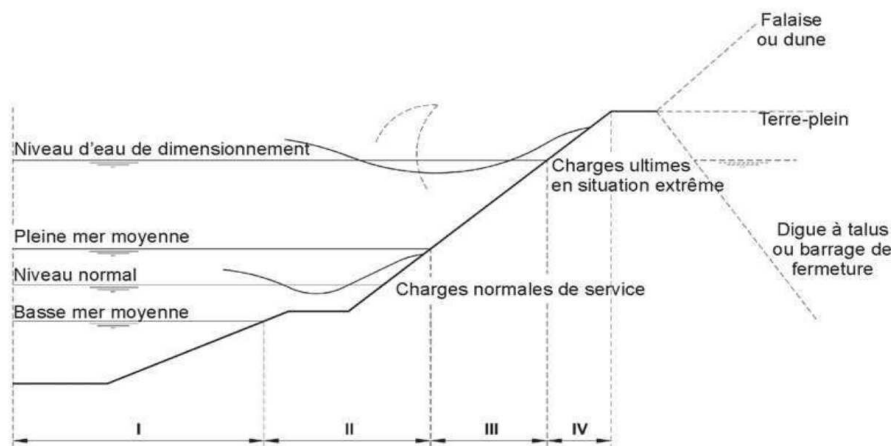


Figure IV.14 Dimensionnement d'un ouvrage maritime par zones d'exposition en fonction des niveaux marins (affouillement en pied, run-up et franchissement en crête). Source : CIRIA, CUR, CETMEF (2009).

En ce qui concerne la hauteur de houle, deux zones sont à distinguer : la zone de *shoaling*¹⁸ au large, et la zone de déferlement à la côte.

En zone de *shoaling*, où sont implantés seulement quelques grands ouvrages portuaires¹⁹, la remontée du niveau marin aura peu d'influence sur les vagues devant l'ouvrage. Dans l'hypothèse d'une stationnarité du régime de houle, les vagues devant l'ouvrage auront même tendance à être réduites du fait de la remontée du niveau marin. Le changement du régime de houle aura alors un effet déterminant sur le dimensionnement de ces ouvrages.

¹⁸ Secteur où les vagues se gonflent et se cambrent sous l'effet de la diminution de profondeur

¹⁹ Un exemple de tel ouvrage est la digue d'Antifer, dont la partie au large, parallèle au trait de côte, est située à une distance de l'ordre de 2 600 m du rivage. La longueur de cet ouvrage est de 800 m environ, et il est fondé à une profondeur d'environ 22 m.

En zone de déferlement, les structures sont construites en faibles profondeurs. La profondeur impose alors une amplitude maximale de houle à cause du déferlement bathymétrique. Ces ouvrages seront exposés à des vagues plus importantes du fait de la remontée du niveau marin. Le changement du régime de houle au large aura dans cette zone peu d'effet sur le dimensionnement des ouvrages.

À noter qu'en fonction du type d'événement, le même ouvrage peut se trouver parfois en zone de *shoaling* (niveau élevé) et parfois en zone de déferlement (houle forte). Pour estimer l'effet sur les vagues de la remontée d'un mètre du niveau marin pour un ouvrage situé sur une pente de 1 %, il faut imaginer un ouvrage qui est déplacé de 100 mètres vers le large et qui est donc soumis à des vagues plus fortes s'il est situé en faible profondeur.

IV.4.2. Enseignements des observations

Même s'il est aujourd'hui difficile d'observer des effets du changement climatique sur les infrastructures côtières et portuaires, un certain nombre de mesures sont mises en place pour s'adapter aux conditions climatiques futures. Cette forme d'adaptation, directement intégrée dans les pratiques de gestion des risques naturels, a en réalité souvent pour objectif de combler un déficit de protection vis à vis des aléas actuels (Adger et al., 2007). Cependant, une certaine forme d'anticipation des changements à venir commence à être considérée dans la pratique de l'adaptation (Mimura et al., 2014). Ainsi, par mesure d'ajustement après un épisode tempétueux, mais aussi par stratégie d'adaptation après évaluation économique du coût des dommages, certains pays prennent l'initiative de relever leurs digues ou d'abandonner à la mer certains polders : c'est le cas des Pays-Bas et d'une partie de l'Angleterre.

En France, pour la « prise en compte de l'élévation du niveau de la mer en vue de l'estimation des impacts du changement climatique et des mesures d'adaptation possibles », l'ONERC²⁰ (2010) a recommandé de retenir 3 hypothèses de surélévation à l'horizon 2100 :

- hypothèse optimiste : 40 cm
- hypothèse pessimiste : 60 cm
- hypothèse extrême : 100 cm.

La même année, les inondations consécutives à la tempête Xynthia (Février 2010) ont mis en évidence les limites de la politique de prévention du risque de submersion marine qui était menée jusqu'alors. Ainsi, dans le cadre de la révision du guide des Plans de Prévention des Risques Littoraux (PPRL) une élévation de 20 cm est d'ores et déjà prise en compte dans le calcul du niveau marin actuel. Pour le calcul du niveau marin à l'horizon 2100, 40 cm supplémentaires sont rajoutés correspondant à l'hypothèse pessimiste. Concernant la conception des digues portuaires, le niveau marin est habituellement augmenté de 1 m à l'horizon 2100 (hypothèse extrême de l'ONERC). Comme cela a été vu dans la partie III, ces valeurs, établies en 2010, semblent désormais faibles, même si l'on ne se réfère qu'aux scénarios du GIEC de 2013 (Church et al., 2013a ; Church et al., 2013b). Quoiqu'il en soit, cette recommandation montre la pertinence de retenir le principe général des scénarios de

²⁰ Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique

l'ONERC, consistant à anticiper une élévation du niveau marin future en l'intégrant dans les pratiques, y compris réglementaires, d'évaluation des risques.

Notons que pour les sollicitations hydrauliques autres que le niveau de la mer, l'évolution en fréquence et en intensité des houles extrêmes n'est pas établie en France sur ces vingt-cinq dernières années. En particulier, les séries de houle disponibles, qui permettraient de confirmer ou non ces informations, n'ont pas une longueur suffisante. L'évolution des surcotes météorologiques est également beaucoup moins documentée que celle des niveaux marins; les méthodes de calcul sont moins robustes et les incertitudes plus importantes.

IV.4.3. Impacts potentiels du changement climatique

L'étude de l'impact du changement climatique sur les structures côtières a démarré dans le cadre du projet Discobole du programme RGCU (Lebreton et Trmal, 2009). Les auteurs montrent que le renforcement des vagues à proximité des ouvrages a pour conséquence un plus fort endommagement de la carapace ainsi qu'une augmentation des débits de franchissement. Ces travaux ont été prolongés dans le cadre du projet SAO POLO du programme GICC (Sergent, 2012). Pour conserver les mêmes volumes de franchissement, l'utilisation des formules empiriques amène aux conclusions suivantes : **pour une hausse d'un mètre du niveau marin, les ouvrages perméables implantés en faible profondeur doivent être rehaussés de 2 mètres environ, les ouvrages imperméables doivent être rehaussés de 3 mètres environ.** En outre, les ouvrages perméables en enrochements subiront une augmentation de contraintes sur la carapace non négligeable. Ainsi, pour conserver les mêmes conditions de stabilité, les blocs d'un même ouvrage situé en faible profondeur pourront voir leur masse plus que doubler pour compenser une hausse d'un mètre du niveau marin.

Le projet SAO POLO a ensuite modéré ces premières conclusions à travers trois pistes.

1 - Un dimensionnement probabiliste des structures côtières a désormais été entrepris à l'aide de la méthode de Monte-Carlo. Les deux variables plus ou moins corrélées sont les hauteurs de houle au large et la surcote à marée haute. Encore une fois, le rehaussement des ouvrages nécessaire pour conserver les mêmes franchissements est déterminé. Ce dimensionnement probabiliste modère les premières conclusions (1,4 m de rehaussement pour un ouvrage perméable au lieu de 2 m). Il tient en effet compte de tous les types d'événements extrêmes en conditions de déferlement (fortes houles) ou de shoaling (niveau élevé), alors que l'approche empirique déterministe prenait seulement en compte des conditions de déferlement en faible profondeur. La méthode probabiliste peut analyser aussi tous les types de changement : remontée du niveau marin mais aussi augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes.

2 – Les règles de dimensionnement qui ont été initialement appliquées sont des règles pour des structures neuves, comme si on démolissait l'ouvrage désormais mal dimensionné et on le reconstruisait en l'adaptant aux nouvelles sollicitations. Une option peu étudiée est le renforcement de l'ouvrage existant. Des tests sur modèles réduits physiques en canal à houle

ont donné les conclusions suivantes pour une remontée d'un mètre du niveau marin :

- pour un ouvrage portuaire en enrochements, le renforcement de la structure avec une troisième couche de blocs (de même dimension que la première et deuxième couche) et un rehaussement du mur de couronnement de 1,5 m suffisent pour réduire les volumes de franchissement à leurs valeurs initiales. La stabilité est aussi améliorée par rapport aux conditions initiales.
- Pour un ouvrage portuaire imperméable, deux options permettent de conserver le volume de franchissement initial : un parapet du type béquet de seulement 1 m de hauteur et l'ajout d'un réservoir avec des orifices pour l'évacuation des volumes de franchissement (cet aménagement peut servir hors tempête de promenade de front de mer).
- Pour un ouvrage côtier de haut de plage en enrochements, deux options permettent de conserver le volume de franchissement initial : une troisième couche d'enrochements avec remontée du mur de couronnement de 2 m ou une troisième couche avec pente plus douce et avec remontée du mur de couronnement de 1 m seulement. La troisième couche est nécessaire pour garantir la stabilité de l'ouvrage.

3 – La fonction de l'ouvrage est à analyser avec une approche coût-bénéfice. Les options possibles en fonction de la gravité du changement climatique sont : le laisser-faire, le renforcement, la reconstruction ou le repli stratégique. Pendant un certain temps, le laisser-faire restera ainsi la meilleure solution. Il sera cependant nécessaire d'anticiper le renforcement ou la reconstruction. En effet, si l'adaptation n'est pas anticipée, d'énormes volumes de matériaux de construction vont devoir être simultanément mobilisés afin de renforcer les ouvrages de protection lorsque ceux-ci commenceront à être clairement sous-dimensionnés. Les règles de construction neuve peuvent aussi intégrer une marge de manœuvre optionnelle précautionneuse : l'ouvrage prévoit de pouvoir éventuellement être rehaussé ou renforcé plus tard, par exemple en augmentant l'assise. Il est donc utile d'anticiper le moment où des travaux devront être entrepris. Il faudra aussi vérifier si le rythme de production actuel de matériaux de construction suffira à répondre à la demande.

Enfin, tous ces travaux font l'hypothèse que les fonds restent fixes. Lorsque les fonds sont mobiles, une incertitude importante existe sur l'évolution bathymétrique future devant l'ouvrage. Il est possible que la pente des fonds se raidisse ; ce qui accentuera encore les vagues et les sollicitations sur l'ouvrage. Seule une modélisation hydrosédimentaire complète de l'ouvrage, selon des scénarios climatiques régionalisés, peut préciser la géométrie optimale de la future structure. De tels outils relèvent encore aujourd'hui du domaine de la recherche (IV.2).

IV.4.4. Synthèse sur les infrastructures côtières et portuaires

La conception des ouvrages côtiers et portuaires bénéficie d'une longue histoire d'adaptation aux conditions hydrauliques. Comme dans beaucoup de domaines de génie civil en France, les méthodes de dimensionnement, déterministes : elles prennent en compte un niveau d'eau extrême et une houle de projet au droit des ouvrages. Le changement climatique est intégré, au moins partiellement, en augmentant les actions hydrauliques par anticipation et en considérant les scénarios d'élévation du niveau de la mer de l'ONERC (2010). Le fonctionnement et la sûreté de l'ouvrage sont ensuite vérifiés sous ce scénario et

un coefficient global de sécurité est appliqué pour chaque mode de rupture.

Avec l'émergence d'une nouvelle philosophie de dimensionnement (stochastique) et compte tenu des fortes incertitudes sur les conditions du climat futur, ces pratiques évoluent vers deux perspectives :

- l'emploi de méthodes probabilistes où les distributions statistiques des houles et des niveaux sont intégrées comme des variables corrélées ;
- concernant les ouvrages, la réalisation de structures adaptatives qui anticipent, soit sur de futurs renforcements, soit sur des baisses de niveau de service qui nécessiteront alors la réduction de la vulnérabilité des zones protégées

V. Bibliographie

Adger, W.N., S. Agrawala, M.M.Q. Mirza, C. Conde, K. O'Brien, J. Pulhin, R. Pulwarty, B. Smit and K. Takahashi, 2007 : Assessment of adaptation practices, options, constraints and capacity. In : *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 717-743.

Arenstam Gibbons S. J., and R. J. Nicholls, 2006 : Island abandonment and sea-level rise: An historical analog from the Chesapeake Bay, USA. *Global Environmental Change*, 16 (1), 40-47, ISSN 0959-3780, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2005.10.002>.

Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure, and F. Rougerie, 1990 : U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the pas 130,000 years. *Nature*, 346, 456-458.

Becker, M., B. Meyssignac, C. Letetrel, W. Llovel, A. Cazenave, and T. Delcroix, 2012: Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950. *Global and Planetary Change*, 80-81, 85-98, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.09.004.

Bird, E. C. F., 1987: The modern prevalence of beach erosion. *Marine Pollution Bulletin*, 18(4), 151-157. Boening, C., K. K. Willis, F. W. Landerer, and R. S. Nerem, 2012: The 2011 La Nina: so strong, the oceans fell. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L19602, doi :10.1029/2012GL053055.

Bonneton, P., S. Abadie, B. Castelle, J. Favenec, C. Mallet, et A. Sottolichio, 2013 : Modification du Littoral, dans *Les impacts du changement climatique en Aquitaine, un état des lieux scientifique* [H. Le Treut (ed.)]. Presses Universitaires de Bordeaux / LGPA-éditions, 157-172, ISBN 978-2-86781-874-5.

Bulteau T., J. Mugica, C. Mallet, C. Garnier, D. Rosebery, F. Maugard, A. Nicolae Lerma, A. Nahon, et B. Millescamps, 2014 : Évaluation de l'impact des tempêtes de l'hiver 2013 - 2014 sur la morphologie de la Côte Aquitaine. Rapport final BRGM/RP-63797-FR.

Bulteau, T., A. Baills, L. Petitjean, M. Garcin, H. Palanisamy, and G. Le Cozannet, 2015 : Gaining insight into regional coastal changes on La Réunion island through a Bayesian data mining approach. *Geomorphology*, 228, 134-146.

Brown, S., R. J. Nicholls, S. Hanson, G. Brundrit, J. A. Dearing, M. E. Dickson, S. L., Gallop, S. Gao, I. D. Haigh, J. Hinkel et al., 2014 : Shifting perspectives on coastal impacts and adaptation. *Nature Climate Change*, 4(9), 752-755.

Cazenave, A., H. Dieng, B. Meyssignac, K. von Schuckmann, B. Decharme, and E. Berthier, 2014. The rate of sea level rise? *Nature Climate Change*, 4, 358-361, doi :10.1038/NCLIMATE2159.

Cazenave, A., and G. Le Cozannet, 2014. Sea level rise and coastal impacts. *Earth's Future*, 2(2), 15-34, doi :10.1002/2013EF000188.

Chambers, D. P., M. A. Merrifield, and R. S. Nerem, 2012 : Is there a 60-year oscillation in global mean sea level? *Geophysical Research Letters*, 39, L18607, doi :10.1029/2012GL052885.

Chang, S. W., T. P. Clement, M. J. Simpson, and K. K. Lee, 2011 : Does sea-level rise have an impact on saltwater intrusion ? *Advances in Water Resources*, 34(10), 1283-1291, doi :10.1016/j.advwatres.2011.06.006.

Chao, B. F., Y. H. Wu, and Y. S. Li, 2008 : Impact of Artificial Reservoir Water Impoundment on Global Sea Level. *Science*, 320(5873), 212-214, doi : 10.1126/science.1154580.

Church J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica, 2004: Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *Journal of Climate*, 17(13), 2609–25 .

Church, J. A., and N. J. White, 2011 : Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32, 585–602, doi : 10.1007/s10712-011-9119-1.

Church, J. A., P. U. Clark, A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M. A. Merrifield, G. A. Milne, R. S. Nerem, P. D. Nunn, A. J. Payne, W. T. Pfeffer, D. Stammer, and A. S. Unnikrishnan, 2013a : Sea Level Change. In : *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1137-1216.

Church, J. A., P. U. Clark, A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M. A. Merrifield, G. A. Milne, R. S. Nerem, P. D. Nunn, A. J. Payne, W. T. Pfeffer, D. Stammer, and A. S. Unnikrishnan, 2013b : Sea-level rise by 2100. *Science*, 342(6165), 1445-1445.

CIRIA, CUR, CETMEF, 2009 Guide Enrochement. L'utilisation des enrochements dans les ouvrages hydrauliques. Version française du Rock Manuel, P09-01, CETMEF, Compiègne. <http://www.eau-mer-fleuves.cerema.fr/guide-enrochement-a130.html>.

Cooper, J. A. G., and O. H. Pilkey, 2004 : Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the bruun rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4), 157–171, doi : 10.1016/j.gloplacha.2004.07.001.

Costa, S, D. Delahaye, S. Freiré-Díaz, R. Davidson, L. Di-Nocera, and E. Plessis, 2004 : Quantification by photogrammetric analysis of the Normandy and Picardy rocky coast dynamic (Normandy, France). *Geological Society Engineering, Geology special publication, 20: Coastal chalk cliff instability*, Mortimore et Duperret (eds.), 139-148.

Cramer, W., G. W. Yohe, M. Auffhammer, C. Huggel, U. Molau, M. A. F. da Silva Dias, A. Solow, D.A. Stone, and L. Tibig, 2014 : Detection and attribution of observed impacts. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C. B., V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 979-1037.

De La Torre, Y., 2004 : Synthèse morphodynamique des littoraux de La Réunion ; état des lieux et tendances d'évolution à l'échelle de l'île. BRGM/RP53307-FR.

Deschamps, P., N. Durand, E. Bard, B. Hamelin, G. Camoin, A. L. Thomas, G. M. Henderson, J. Okuno, and Y. Yokoyama, 2012 : Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483, 559-564.

Douglas B.C., 2001 : Sea level change in the era of the recording tide gauge. In : *Sea Level Rise, History and Consequences* [Douglas, B. C., M. S. Kearney and S. P. Leatherman (eds.)]. San Diego, CA: Academic Press, 37-64.

Dörfliger N., S. Schomburgk, M. Bouzit, V. Petit, Y. Caballero, P. Durst, O. Douez, M. Chatelier, N. Croiset, et N. Surdyk, 2011 : Montée du niveau marin induite par le changement climatique : Conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers de métropole, Rapport BRGM/RP-60829-FR, 302 pp.

Ezer, T., 2013 : Sea level rise, spatially uneven and temporally unsteady: Why the U.S. East Coast, the global tide gauge record, and the global altimeter data show different trends. *Geophysical Research Letters*, 40, 5439-5444.

Fasullo, J. T., C. Boening, F. W. Landerer, and R. S. Nerem, 2013 : Australia's unique influence on global mean sea level in 2010-2011. *Geophys. Res. Lett.*, 40(16), 4368–4373, doi :10.1002/grl.50834.

Ferguson, G., and T. Gleeson, 2012 : Vulnerability of coastal aquifers to groundwater use and climate change. *Nature Climate Change*, 2, 342-345.

Frissant, N., C. René-Corail, J. Bonnier, et Y. De La Torre, 2005 : Le phénomène d'intrusion saline à la Réunion : état des connaissances et synthèse des données disponibles. Rapport BRGM/RP-54330-FR, 64pp.

Gornitz, V., 1991: Global coastal hazards from future sea level rise. *Global and Planetary Change*, 89(4), 379-398.

Gouriou T., 2012 : Évolution des composantes du niveau marin à partir d'observations de marégraphie effectuées depuis la fin du 18ème siècle en Charente-Maritime. *Thèse de doctorat de l'université de la Rochelle*, soutenue le 26 mars 2012.

Gouriou, T., B. Martin-Miguez, and G. Wöppelmann, 2013 : Reconstruction of a two-century long sea level record for the Pertuis d'Antioche (France). *Continental Shelf Research*, 61-62, 31-40.

Hallegatte, S., N. Ranger, O. Mestre, P. Dumas, J. Corfee-Morlot, C. Herweijer, and R. M. Wood, 2011 : Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen. *Climatic change*, 104(1), 113-137.

Hallegatte, S., C. Green, R. J. Nicholls, and J. Corfee-Morlot, 2013 : Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3(9), 802-806.

Hamlington, B. D., M. W. Strassburg, R. R. Leben, W. Han, R. S. Nerem, and K. Y. Kim, 2014 : Uncovering an anthropogenic sea-level rise signal in the Pacific Ocean. *Nature Climate Change*, doi : 10.1038/NCLIMATE2307.

Hawkes, P. J., G. Pauli, H. Moser, Ø. A. Arntsen, P. Gaufres, S. Mai, and K. White, 2010 : Impacts of climate change on waterborne transport. *Civil Engineering*, 55-63.

Hemer, M. A., J. Katzfey, and C. E. Trenham, 2013 : Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario. *Ocean Modelling*, 70, 221–245.

Hinkel, J., D. Lincke, A. T. Vafeidis, M. Perrette, R. J. Nicholls, R. J. S. Tol, B. Marzeion, X. Fettweis, C. Ionescu, and A. Levermann, 2014 : Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century

sea-level rise. *PNAS*, doi :10.1073/pnas.1222469111.

Holgate, S. J., and P. L. Woodworth, 2004 : Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophysical Research Letters* 31:L07305, doi :10.1029/2004GL019626 .

Holgate, S., 2007 : On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34:L01602, doi :10.1029/2006GL028492 .

Horton, B.P., S. Rahmstorf, S.E. Engelhart, and A.C. Kemp, 2014: Expert assessment of sea-level rise by {AD} 2100 and {AD} 2300. *Quaternary Science Reviews*, 84(0):1-6.

Idier D., H. Muller, R. Pedreros, J. Thiébot, M. Yates, R. Créach, G. Voineson, F. Dumas, F. Lecornu, L. Pineau-Guillou, P. Ohl, et D. Paradis, 2012a : - Système de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée : Amélioration du système existant sur la façade Manche/Gascogne [D4]. Rapport BRGM/RP-61019-FR, 172 pp.

Idier, D., F. Dumas, and H. Muller, 2012b : Tide-surge interaction in the English Channel. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3709–3718, 2012.

Idier et al., 2013. Vulnerability of sandy coasts to climate variability. *Climate Research*, 57(1), 19-44.

IPCC, 2007 : Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC, 2013 : Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jevrejeva, S., A. Grinsted, J. C. Moore, and S. Holgate, 2006 : Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal of the Geophysical Research*, 111:C09012, doi :10.1029/2005/JC003229.

Johnson, J. M., L. J. Moore, K. Ells, A. B. Murray, P. N. Adams, R. A. MacKenzie, and J. M. Jaeger, 2014 : Recent shifts in coastline change and shoreline stabilization linked to storm climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, Publié en ligne, doi : 10.1002/esp.3650.

Jouzel, J., and V. Masson-Delmotte, 2010 : Deep ice cores: the need for going back in time. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3683-3689.

Kemp, A. C., B. Horton, J. P. Donnelly, M. E. Mann, M. Vermeer, and S. Rahmstorf, 2011 : Climate related sea level variations over the past two millennia. *PNAS*, 108(27), 11017-11022, doi : 10.1073/pnas.1015619108.

Konikow, L. F., 2011 : Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17401, doi :10.1029/2011GL048604.

Kopp, R. E., F. J. Simons, J. X. Mitrovica, A. C. Maloof, and M. Oppenheimer, 2009: Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863-867.

Kwadijk, J. C. J., M. Haasnoot, J. P. M. Mulder, M. M. C. Hoogvliet, A. B. M. Jeuken, R. A. A. van der Krogt, N. G. C. van Oostrom, H. A. Schelfhout, E. H. van Velzen, H. vanWaveren, and M. J. M. de Wit,

2010 : Using adaptation tipping points to prepare for climate change and sea level rise: a case study in the Netherlands, WIREs. *Clim Change*, 1, 729–740.

Laborie, V., F. Hissel, et P. Sergent, 2014 : impact of climate change on Gironde Estuary, *La Houille Blanche*, n° 6, 2014, p. 34-39

Lambeck, K., C. D. Woodroffe, F. Antonioli, M. Anzidei, W. R. Gehrels, J. Laborel, and A. J. Wright, 2010 : Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and Longer Timescales. In : *Understanding sea level rise and variability* [Church, A., P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson (eds)]. Wiley-Blackwell, 61-121.

Lambeck , K., H. Rouby, A. Purcell, Y. Sun, and M. Sambridge, 2014 : Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, 111(43), 15296-15303.

Lebreton, P., et C. Trmal, 2009 : Impact du changement climatique sur le trait de côte naturel et les ouvrages littoraux. *La Houille Blanche*, 2, 45-51.

Lemoine, J.P, 2014 : Analyse par modélisation de l'impact de l'élévation du niveau marin sur les niveaux de pleine mer dans l'estuaire de la Seine. Rapport du GIP Seine-aval, 25 pp. Disponible sous le lien: http://seine-aval.crihan.fr/web/attached_file/componentId/kmelia324/attachmentId/33334/lang/fr/name/elevation_niveau_marin_GIPSA2014.pdf.

Lenôtre, N., P. Thierry, R. Blanchin, and G. Brochard, 1999 : Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, 301(3), 333-344.

Le Roy S., R. Pedreros, C. André, F. Paris, S. Lecacheux, F. Marche, and C. Vinchon, 2014 : Coastal flooding of urban areas by overtopping: dynamic modelling application to the Johanna storm (2008) in Gâvres (France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2, 4947-4985.

Llovel, W., J. K. Willis, F. W. Landerer, and I. Fukumori, 2014 : Deep-ocean contribution to sea level and energy budget not detectable over the past decade. *Nature climate Change*, published on line 5 October 2014, doi :10.1038/NCLIMATE2387.

Loáiciga, H. A., T. J. Pingel, and E. S. Garcia, 2011 : Sea water intrusion by sea-level rise: scenarios for the 21 st Century. *Ground Water* 2011, on-line, doi :10.1111/j.1745-6584.2011.00800.x.

Marcos M., and M. N. Tsimplis, 2008 : Coastal sea level trends in southern Europe. *Geophysical Journal International*, 175 (1), 70-82.

Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J.F. González Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao and A. Timmermann, 2013: Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 384-464.

Menendez, M., and P. L. Woodworth, 2010 : Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115, C10011, doi : 10.1029/2009JC005997.

Meyssignac, B., D. Salas y Melia, M. Becker, W. Llovel, and A. Cazenave, 2012a : Tropical Pacific spatial trend patterns in observed sea level: internal variability and/or anthropogenic signature?. *Climate of the Past*, 8(2), 787-802, doi :10.5194/cp-8-787-2012.

Meyssignac, B., M. Becker, W. Llovel, and A. Cazenave, 2012b : An Assessment of Two-Dimensional Past Sea Level Reconstructions Over 1950-2009 Based on Tide-Gauge Data and Different Input Sea Level Grids. *Surveys in Geophysics*, 33(5), 945-972, doi :10.1007/s10712-011-9171-x.

Mimura, N., R.S. Pulwarty, D.M. Duc, I. Elshinnawy, M.H. Redsteer, H.Q. Huang, J.N. Nkem, and R.A. Sanchez Rodriguez, 2014 : Adaptation planning and implementation. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C. B., V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L.White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 869-898.

Nerem, R. S., D.P. Chambers, C. Choe, and G.T. Mitchum, 2010 : Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions. *Mar. Geodesy*, 33 (1), 435–446.

Nicholls, R. J., and A. Cazenave, 2010 : Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, 328(5985), 1517-1520.

Nicholls, R. J., S. E. Hanson, J. A. Lowe, R. A. Warrick, X. Lu, and A. J. Long, 2014 : Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 5(1), 129-150.

Nicolle, A, M. Karpytchev, and M. Benoit M, 2009 : Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics*, 59, 921-935.

ONERC, 2010: Prise en compte de l'élévation du niveau de la mer en vue de l'estimation des impacts du changement climatique et des mesures d'adaptation possibles. Synthèse n°2 – février 2010 – Direction générale de l'énergie et du climat / Service du climat et de l'efficacité énergétique / Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique. Disponible sous le lien: http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/synth_niveau_mer.pdf.

Ouzeau, G., M. Déqué, M. Jouini, S. Planton, R. Vautard, et M.Vrac, 2014 : Scénarios régionalisés. Le climat de la France au XXI^e siècle, Volume 4. Rapport de la mission Jean Jouzel, février 2012, Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie, 63 pp.

Palanisamy, H., A. Cazenave, T Delcroix, and B. Meyssignac, 2015 : Spatial trend patterns in the Pacific Ocean sea level during the altimetry era: the contribution of thermocline depth change and internal climate variability. *Ocean Dynamics*, 1-16.

Palanisamy, H., A. Cazenave, B. Meyssignac, L. Soudarin, G. Wöppelmann, and M. Becker, 2014 : Regional sea level variability, total relative sea level rise and its impacts on islands and coastal zones of Indian Ocean over the last sixty years. *Global and Planetary Change*, 116, 54-67.

Paskoff, R. P., 2004 : Potential implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research*, 20(2), 424-434.

Pelling, H. E., and J. M. Green, 2014 : Impact of flood defences and sea-level rise on the European Shelf tidal regime. *Continental Shelf Research*, 85, 96-105.

Petit, V., J. Y. Caous, I. Czernichowski, P. de la Quèrièrè, B. Mazenc, H. Talbo, G. Ehiermael, B. Sourisseau, P. Bérard, et F. Bel, 1996 : Les aquifères littoraux en France métropolitaine. Rapport BRGM RP-39298-FR, 120pp.

Pickering, M. D., N. C. Wells, K. J. Horsburgh, and J. A. M. Green, 2012 : The impact of future sea-level rise on the European Shelf tides. *Continental Shelf Research* 35, 1–15.

Planton, S., A. Cazenave, P. Delecluse, N. Dörfliger, P. Gaufrès, D. Idier, M. Jamous, G. Le Cozannet, H. Le Treut, et Y. Peings, 2012 : Evolution du niveau de la mer. Volume 3. Rapport de la mission Jean Jouzel, février 2012, Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie, 49 pp.

Pouvreau, N., 2008 : Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest. *Thèse de doctorat de l'université de la Rochelle*, soutenue le 26 septembre 2008.

Ranasinghe, R., D. Callaghan, and M. J. F. Stive, 2012 : Estimating coastal recession due to sea level rise : beyond the bruun rule. *Climatic Change*, 110(3-4), 561–574.

Raucoules, D., G. Le Cozannet, G. Wöppelmann, M. De Michele, M. Gravelle, A. Daag, and M. Marcos, 2013 : High nonlinear urban ground motion in Manila(Philippines) from 1993 to 2010 observed by DInSAR: implications for sea-level measurement. *Remote Sensing of Environment*, 139, 386-397.

Sergent, P., 2012 : Stratégies d'adaptation des ouvrages de protection marine ou des modes d'occupation du littoral vis-à-vis de la montée du niveau des mers et des océans. Rapport GICC N° G.90006812 –SAO POLO, 119 pp.

Slott, J. M., A. B. Murray, A. D. Ashton, and T. J. Crowley, 2006 : Coastline responses to changing storm patterns. *Geophysical Research Letters*, 33(18).

Splinter, K. D., I. L. Turner, M. A. Davidson, P. Barnard, B. Castelle, and J. Oltman-Shay, 2014 : A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(9), 1936-1958.

Stammer, D., A. Cazenave, R. M. Ponte, and M. E. Tamisiea, 2013 : Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes. *Annual Review of Marine Science*, 5, , 21-46, doi :10.1146/annurev-marine-121211-172406.

Stanley, D. J., 1990 : Recent subsidence and northeast tilting in the Nile Delta. *Egypt. Marine Geology*, 94, 147-154.

Stive, M. J. F., 2004 : How important is global warming for coastal erosion? An editorial comment. *Climatic Change*, 64 (1–2), 27-39.

Strack, O.D.L., 1976 : A single-potential solution for regional interface problems in coastal aquifers. *Water Resources Research*, 12(6), 1165-1174.

Testut, L., G. Wöppelmann, B. Simon, and P. Téchiné, 2006 : The sea level at Port-aux-Français, Kerguelen Island, from 1949 to the present. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 464-472.

Timmermann, A., S. McGregor, and F.-F. Jin, 2010 : Wind Effects on Past and Future Regional Sea Level Trends in the Southern Indo-Pacific. *Journal of Climate*, 23(16), doi :10.1175/2010jcli3519.1.

Uehara, K., P. Sojisuporn, Y. Saito, and T. Jarupongsakul, 2010: Erosion and accretion processes in a muddy dissipative coast, the Chao Phraya River delta, Thailand. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 35,1701-1711.

Wada, Y., L. P. H. van Beek, F. C. S. Weiland, B. F. Chao, Y. H. Wu, and M. F. P. Bierkens, 2012 : Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 39, L09402.

Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, and M. Labracherie, 2002: Sea level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic 4 records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.

Watson, T. A., A. D. Werner, and C. T. Simmons, 2010 : Transience of seawater intrusion in response to sea level rise. *Water Resources Research*, 46, W12533, doi :10.1029/2010WR009564.

Werner, A. D., and C. T. Simmons, 2009 : Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers. *Ground Water*, 47, 197-204, doi :10.1111/j.1745-6584.2008.00535.x.

Wenzel M., and J. Shroeter, 2014 : Global and regional sea level change during the 20th century. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11), 7493-7508, doi : 10.1002/2014JC009900.

Wong, P. P., I. J. Losada, J.-P. Gattuso, J. Hinkel, A. Khattabi, K. L. McInnes, Y. Saito, and A. Sallenger, 2014 : Coastal systems and low-lying areas. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C. B., V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA361-409.

Woodworth, P. L., M. Menendez, and W. R. Gehrels, 2011 : Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels. *Surveys in Geophysics*, 32(4-5), 603–618, doi :10.1007/s10712-011-9112-8.

Wöppelmann, G., N. Pouvreau, and B. Simon, 2006 : Brest sea level record : a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 487-497, doi :10.1007/s10236-005-0044-z.

Wöppelmann, G., N. Pouvreau, A. Coulomb, B. Simon, and P. L. Woodworth, 2008 : Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. *Geophysical Research Letters*, 35, L22605.

Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaria, M.N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. M. Miguez, 2009 : Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophys. Res. Lett.* 36, doi 10.1029/2009gl038720.

Wöppelmann, G., M. Marcos, A. Coulomb, B. Martin-Miguez, P. Bonnetain, C. Boucher, M. Gravelle, B. Simon, and P. Tiphaneau, 2014 : Rescue of the historical sea level record of Marseille (France) from 1885 to 1988 and its extension back to 1849-1851. *Journal of Geodesy*, 88, 869-885.

Zijlema, M., G. Stelling, and P. Smit, 2011: SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. *Coastal Engineering*, 58, 992-1012.

Le rapport « Le climat de la France au XXI^e siècle » a été produit dans le cadre de la mission confiée au climatologue Jean Jouzel, en juillet 2010, par le ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie. Au total, cinq volumes ont été publiés.

Les volumes 4 et 5, qui traitent respectivement des scénarios régionalisés pour la métropole et les régions d'outre-mer (édité en août 2014) et de l'évolution passée et future du niveau de la mer, de l'échelle planétaire à celle de la France métropolitaine, sont des actualisations des volumes 2 et 3 en phase avec le cinquième rapport d'évaluation du GIEC.

La production de ces données de référence figure comme Action n°1 dans le Plan national d'adaptation au changement climatique.

Le rapport est accessible sur :
www.developpement-durable.gouv.fr/onerc
rubrique «Publications».

**Ministère de l'Écologie,
du Développement durable
et de l'Énergie**

**Direction générale de l'Énergie
et du Climat**

Tour Séquoia - 92055 La Défense cedex
Tél. : +33 1 40 81 21 22

Crédits photo :
massif dunaire de Gavres Quiberon ©SG/DICOM/L.Mignaux.

Conception graphique - PAO : SG/SPSSI/ATLZ/Benoît Cudelou